



Las formaciones Gran Tesoro y Nazas: evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético

Samuel Eguiluz-de Antuñano^{1,*}, Mario Aranda-García¹, Blanca Estela Buitrón-Sánchez²

¹ Rda. Precolombina, Bonampak 103, México, D. F., C.P. 04700.

² Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, México, D.F.

*seguiluz662@gmail.com

Resumen

Este artículo es una integración e interpretación de datos, cuyos objetivos consisten en redefinir formalmente a la Formación Gran Tesoro y revisar la estratigrafía de la Formación Nazas, correlacionar ambos depósitos con otras sucesiones estratigráficas situadas en similar intervalo de tiempo geológico y vincular estos depósitos a un evento geodinámico regional. La Formación Gran Tesoro es una sucesión de pizarra y filita, que conserva texturas del protolito formado por rocas ígneas, sedimentarias clásticas y carbonatadas, con olistolitos que tienen fósiles del Paleozoico, por ello se consideró que esta formación tenía esa edad. La presencia de *Classopollis* cf. *C. classoides* Pflug, *Classopollis* cf. *C. kieseri* Reyre y *Micrhystridium lymensis* var. *lymensis* Wall, revela que la Formación Gran Tesoro es un depósito Mesozoico, más joven que lo previsto anteriormente. Originalmente la Formación Gran Tesoro incluyó una facies esquistosa, pero en este trabajo se segrega al esquisto de la formación por las siguientes razones: 1) Por ser de edades diferentes, el esquisto con edad isotópica de 326 ± 26 Ma (Misisípico) y la pizarra y filita de edad Mesozoica; 2) porque sus grados de metamorfismo revelan historias geológicas diferentes; 3) las relaciones de contacto entre el esquisto y las pizarra y filita son tectónicas. En este artículo se da formalidad mnemónica apropiada al Esquisto Pescaditos y a la Formación Gran Tesoro de acuerdo al Código de Nomenclatura Estratigráfica.

La Formación Nazas, en el área de Villa Juárez, Durango, presenta dos miembros con capas depositadas en ambiente continental. En el miembro inferior predominan derrames volcánicos con cuerpos hipabisales intercalados entre limolitas, mientras que el miembro superior se compone de areniscas y limolitas que descansan en discordancia angular sobre el miembro inferior. La cima de la Formación Nazas subyace en discordancia angular a la Formación La Joya, y ésta pasa a su vez en transición hacia la Formación La Gloria (Oxfordiano).

Las formaciones Gran Tesoro y Nazas forman parte de una secuencia sedimentaria (*strictus sensus*), limitada en su cima por una discordancia angular, similar a otras secciones estratigráficas de edad Triásico Superior y Jurásico Inferior observadas en México, secciones que han sido deformadas por un evento tectónico poco estudiado; sin embargo, el análisis regional de las relaciones estratigráficas de estas secciones sedimentarias en dicho intervalo geológico, nos conduce a proponer el nombre de Tectogenia Americana, para una deformación post-paleozoica y pre-Oxfordiano, independiente del lapso temporal de las orogenias Nevadiana y Laramide, ambas más jóvenes en edad.

Palabras clave: Gran Tesoro, Nazas, Triásico Superior - Jurásico Inferior, Tectogenia Americana, México.

Abstract

This article is an integration and interpretation of data that has the objectives to formally redefine the Gran Tesoro Formation and to revise the stratigraphy of the Nazas Formation, to correlate both deposits with other stratigraphic sequences of similar age range, and link these deposits to a regional geodynamic event. The Gran Tesoro Formation is a succession of slate and phyllite, which preserves textures of the protolith formed by igneous, clastic and carbonate sedimentary rocks with olistolites containing Paleozoic

fossils, which is the reason this formation was considered to have the same age. The presence of *Classopollis* cf. *C. classoides* Pflug, *Classopollis* cf. *C. kieseri* Reyre y *Micrhystridium lymensis* var. *lymensis* Wall reveals that the Gran Tesoro Formation is a Mesozoic deposit, younger than previously thought. Originally, the Gran Tesoro Formation included a schist facies, but this paper rejects the schist from the formation due the following reasons: 1) for being of different ages, the green schist with an isotopic age of 326 ± 26 Ma (Mississippian) and the slate and phyllite of Mesozoic age; 2) because their degrees of metamorphism reveal different geologic histories, and 3) the contact relationships between schist and slate and phyllite are tectonic. This article formally appropriates the mnemonic Pescadito Formation and the Gran Tesoro Formation under the Code of Stratigraphic Nomenclature. The Nazas Formation, in the area of Villa Juárez, Durango, has two members, both deposited in a continental environment. The lower member is dominated by volcanic flows, with siltstones and hypabyssal igneous rocks. The upper member is composed of sandstones and siltstones that rest in angular unconformity on the lower member. The top of the Nazas Formation underlies the La Joya Formation in angular unconformity, and this in turn is transitional to the La Gloria Formation (Oxfordian age).

The Gran Tesoro and Nazas formations are part of a sedimentary sequence (*sensus strictus*), with an angular unconformity at the top, similar to other stratigraphic sections of Upper Triassic - Lower Jurassic age observed in Mexico, sections that have been deformed by a poorly studied tectonic event. However, the regional analysis of the stratigraphic relationships of these sedimentary sections in this geological interval leads us to propose the name American Tectogeny, for a post-Paleozoic and pre-Oxfordian deformation, independent of the time lapse of the Nevadan and Laramide orogenies, both younger in age.

Keywords: Gran Tesoro, Nazas, Upper Triassic - Lower Jurassic, American Tectogeny, Mexico.

1. Introducción

La definición de la Formación Gran Tesoro es tema de controversia. Alba-Pascoe (1956) refiere que Juárez y Arreola (1933) citan a Russell (1924) como autor que dio nombre a la Formación Gran Tesoro, y Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983), Aranda *et al.* (1988) y otros, siguieron difundiendo a Russell como autor de esta formación, sin embargo, no es posible adquirir los artículos de Juárez y Arreola (1933) ni el artículo de Russell (1924) para su consulta. Carrasco (1980) indica que Main (1948) fue quien propuso el nombre Gran Tesoro, pero Main (1948, 1950 y 1956) no determinó un nombre específico para la filita que aflora en el área de Cieneguillas, Durango, descrita como una filita negra, fuertemente crenulada y mineralizada, a la que sin fundamento alguno asignó al Paleozoico. Davis (1954) no consideró un nombre apropiado para la Formación Gran Tesoro y también asienta que Main (1948) no propuso nombre alguno para estas rocas con metamorfismo de bajo grado. Varios trabajos han contribuido sustancialmente en la descripción litológica de esta formación, pero desafortunadamente la mayoría de ellos carecen de propiedad formal para aceptar su definición o modificaciones posteriores. El problema mayor se encuentra en los medios en que ha sido referida su descripción y en otros casos, la dificultad para consultarlas. Las características litológicas y la edad de la Formación Gran Tesoro son de crucial importancia para comprender la evolución geológica regional. En este trabajo se consideró la necesidad de integrar la evolución descriptiva que ha tenido esta formación, en cuanto a la litoestratigrafía, bioestratigrafía y geocronología; proponer su definición formal y conjuntamente, la relevancia que estos datos poseen para comprender la historia geológica

particular del intervalo Triásico Superior – Jurásico Inferior. Así mismo, las relaciones estratigráficas y la deformación que tiene la Formación Gran Tesoro, vinculadas en un contexto regional, hacen necesario su análisis dentro de la evolución geodinámica de México. Considerando su descripción litoestratigráfica y contenido de fósiles, este trabajo tiene como objetivos: 1) Redefinir formalmente a la Formación Gran Tesoro, compuesta por vulcano-clásticos de filita y pizarra que contiene palinomorfos de edad mínima Mesozoica, con olistolitos de arenisca y caliza que tienen fósiles del Paleozoico; 2) separar a este conjunto de rocas del cuerpo de esquistos de edad más antigua, por lo tanto redefinir formalmente ambos conjuntos litológicos con diferentes nombres; 3) una vez planteada la redefinición, señalar las relaciones estratigráficas de la Formación Gran Tesoro, en donde la discordancia angular que separa a esta formación, de rocas más jóvenes consideradas del Jurásico Medio – Cretácico, tiene un significado tectónico regional que revela una deformación poco estudiada en México o bien, ha sido confundida con la Orogenia Nevadiana.

La Formación Nazas fue referida de manera informal por Pantoja-Alor (1963), la localidad tipo se propuso en el área de Villa Juárez, Durango, pero su definición formal quedó aplazada y se ha tomado como válida la descripción de esta unidad representada en los Cerritos Colorados, Durango, en donde se consideró de manera preliminar una edad de 230 ± 20 Ma para su depósito (Pantoja-Alor, 1972). En Villa Juárez, Durango, Imlay *et al.* (1948) consideraron a estas capas continentales equivalentes a la Formación Huizachal (tema que se abordará en este artículo al describir la localidad del Valle de Huizachal) y Clemons y McLeroy (1965) no reconocieron subdivisiones de las capas continentales en la Formación Nazas, pero describen que la cima de esta formación está truncada

por una discordancia y la base de la Formación La Gloria se compone de estratos de conglomerado y de arenisca de color rojo, que pasan en transición hacia arenisca de ambiente marino del Jurásico Superior. Bartolini (1999) y Bartolini *et al.* (2003) identificaron en la Formación Nazas dos unidades sedimentarias, concordantes entre sí, pero con predominio de contenido volcánico en la unidad inferior, de esta unidad Bartolini y Spell (1997) obtuvieron una edad isotópica de 195.3 ± 5.5 Ma, ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Varios autores (Pantoja-Alor, 1963; Clemons y McLeroy, 1965; Bartolini, 1998) coinciden en que la Formación Nazas presenta una marcada foliación que no está presente en rocas más jóvenes. Las características y subdivisión de las capas rojas de ambiente continental de edad pre-Oxfordiano en Villa Juárez, Durango, se describirán en este trabajo.

2. Estratigrafía

Las modificaciones que han tenido las descripciones de la Formación Gran Tesoro son numerosas, pero desafortunadamente, las fuentes originales por lo general son poco accesibles para su consulta. Villar-Roldan (1910) fue el primero que describió en la sierra El Oro, en el Municipio de Indé, Durango, la existencia de varias litologías constituidas por “calizas compactas, pizarras cloríticas y carbonosas, conglomerados y pizarras con cemento calcáreo, diabasa de textura ofítica alterada y roca verde, que afloran en el Arroyo Pescaditos.”; también sugirió que el grado de alteración de esas rocas fue por metamorfismo de contacto con rocas ígneas, pero no reportó la presencia de fósiles ni sugirió una edad específica para estas litologías. Main (1948, 1950, 1956) citó de manera sucinta la sección estratigráfica en el Distrito de Indé y Cieneguillas, Durango (situadas a 15 kilómetros al sureste de Santa María del Oro). Describió que la base de la columna estratigráfica contiene una filita fuertemente crenulada, de color negro, con mineralización de plata, plomo y zinc, a la que incluyó en el Paleozoico Superior. Esta unidad subyace a capas del Jurásico constituidas por interestratificaciones de conglomerado y aglomerado, con indicios de actividad volcánica contemporánea, capas que a su vez subyacen a una sucesión de caliza, lutita, arenisca y conglomerado que Main (1950, 1956) consideró de edad Neocomiano y Albiano, sin aportar fundamentos para asignar estas edades ni proponer nomenclatura alguna, no obstante que en su resumen sugiere establecer nombres y correlaciones, destacando ser además el primer reporte exhaustivo de esa área. Davis (1954), en los alrededores del poblado de Magistral, en el distrito minero de Santa María del Oro, Durango, realizó una minuciosa descripción petrográfica de filitas, cuarcitas y rocas volcánicas, a las que no citó como Gran Tesoro, mencionando otros datos tomados de reportes confidenciales de la Santa María del Oro Mining Company. También reconoció la presencia de un esquisto, pero no lo trató con detalle porque su trabajo tuvo énfasis

en vetas mineralizadas de cobre y oro, alojadas en fallas de un cuerpo intrusivo de extensión sub-regional, al que designó como Granito Magistral. Cabe resaltar que Davis (1954) mencionó que la edad de las filitas y cuarcitas fue dada por su similitud con rocas afines expuestas en Las Delicias, Coahuila. Alba-Pascoe (1965) cita que Juárez y Arreola (1933) tomaron el nombre de la Formación Gran Tesoro originalmente propuesto en 1924 por Russell, quién describió una pizarra con mineralización y foliación bien marcada, de edad Ordovícica, sin especificar fundamento para proponer esta edad, indicar localidad tipo o mayores datos geológicos. La definición dada por Juárez y Arreola (1933) está tomada de una publicación no seriada e inaccesible y la cita bibliográfica que se alude para su consulta es imprecisa, tomada de un reporte del Servicio Geológico de Norte América, motivos por los que no es posible consultar las citas de Juárez y Arreola (1933) y la de Russell (1924).

Alba-Pascoe (1965) en su tesis profesional, refiere que Main (1956) consideró a la litología de la Formación Gran Tesoro de edad Pérmico y Triásico y además agregó que esta formación es del Triásico Inferior (sin dar base alguna para sustentar su hipótesis). Es de resaltar que los trabajos de Main (1948, 1950 y 1956) y en el trabajo de Davis (1956), que también citó la tesis de Main (1948), no se mencionó el nombre de Gran Tesoro, ni tampoco la edad Pérmico – Triásico referida. Alba-Pascoe (1965) adicionalmente, de manera informal, dio nombre a varias formaciones que no presentan metamorfismo. Denominó Tres Varones (nombre tomado de la mina Tres Varones en donde se estudió por primera vez, localizada a 2 kilómetros al oriente de Cieneguillas por el camino hacia Indé), a un conjunto de areniscas y conglomerados interestratificados, en contacto regularmente con la Formación Gran Tesoro y con riolitas del Terciario. Por su posición estratigráfica, a la unidad Tres Varones le asignó una edad Jurásico indiferenciado. Cabe aclarar que las capas designadas como Tres Varones, posteriormente fueron referidas como estratos vulcanocontinentales de la Formación Nazas (Berumen-Esparza y Pavón-Leal, 1983; Aranda-García, 1985, Córdoba y Silva-Mora, 1989), pero esta correlación puede no ser apropiada, como se describirá más adelante en el desarrollo de este artículo. Alba-Pascoe (1965) agregó a la estratigrafía del área y de manera informal, a las formaciones Coloradas y Cieneguillas (esta última, formada por los miembros Conglomerado Matracal y Caliza Guadalupe), todas estas unidades de edad Cretácica Inferior, sin dar mayor detalle. Carrasco (1980) sugirió que la filita de color negro propuesta por Main (1948) es en realidad un esquisto negro en donde se aloja la mineralización de plata, plomo y zinc, y aceptó conceder la edad Paleozoico propuesta por correlación litológica en los trabajos previos (Main, 1948, 1950, 1956; Davis, 1954). Pacheco *et al.* (1982) describieron que en el área de Santa María del Oro existe la confluencia de dos terrenos estrato-tectónicos. Un terreno constituido por un basamento de mica-esquisto de moscovita, que

subyace a una secuencia clástica continental; mientras que el otro terreno está formado por meta-sedimentos con lavas almohadilladas intercaladas y un bloque de caliza de probable edad Paleozoico. En esta descripción no usaron nomenclatura alguna para referir a estas rocas como Formación Gran Tesoro, sin embargo, el esquistos descrito parece corresponder a la roca verde reportada anteriormente por Villar-Roldán (1910) y al esquistos citado por Davis (1954); las capas continentales pudieran ser la litología Tres Varones de Alba-Pascoe (1956) y los meta-sedimentos, lava y caliza corresponder a la litología denominada Gran Tesoro.

Posteriormente, el nombre Gran Tesoro fue usado por Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983), para describir rocas con diferente grado de metamorfismo, una roca en facies de esquistos verde y otra litología formada por pizarra, meta-toba y meta-caliza, con almohadillas de lava básica y caliza fosilífera, que afloran en el Cerro El Picacho y en los arroyos de Pescaditos y Las Cuevas Agua Mala. En la Formación Gran Tesoro descrita por Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983) se reconocen varias litologías. Un conjunto de capas presentan un grado de metamorfismo mayor, formado por: (1) una granulométrica muy fina en facies de esquistos verde, con su base constituida por esquistos de moscovita y biotita, con bandas de cuarzo; (2) un esquistos de sericita con bandas de hematita y limonita, que pasa en su cima a; (3) pizarra y filita de textura esquistosa, con grafito entre otros minerales, con esquistos moteado de biotita y moscovita de color verde y morado, con fenoblastos (augen) de cuarzo, feldespato y mica, que cambian a una tectonita con textura gnéisica granular, la que a su vez pasa a una migmatita. Las rocas descritas por estos autores en el Arroyo Pescaditos (roca verde citada por Villar-Roldán, 1910) se repiten en orden inverso y con metamorfismo decreciente para terminar con una ultramilonita, además, Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983) hacen notar que la Formación Gran Tesoro, descrita por ellos, presenta intrusiones de granito calcoalcalino, diorita y diques de dacita, que representan eventos magmáticos posteriores al depósito de esta formación. Al conjunto litológico anterior agregan otras rocas con menor grado de metamorfismo, constituidas por pizarra, meta-toba, meta-caliza y meta-arenisca, con intercalaciones de lava básica almohadillada y bloques de caliza con colonias de briozoarios-fenestélidos y placas articulares de crinoides, entre los que se identifica *Baryschyranosus* del Pensilvánico Medio. Como puede apreciarse en la descripción de Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983), estos autores son los primeros en proporcionar datos para confirmar la edad Paleozoico Superior y reconocen conjuntos de rocas con diferente grado de metamorfismo, todas incluidas como Formación Gran Tesoro. Zaldívar y Garduño (1984) aportaron datos adicionales para apoyar la edad Paleozoico en la Formación Gran Tesoro al describir *Fenestella* aff. *modesta* y *Rugosochonetes* sp., entre otras especies. Sin embargo, Eguiluz y Campa (1982) sugirieron que los bloques de caliza y siliciclastos con fósiles del Paleozoico, son olistolitos de ambiente excluyente a la matriz que

los contiene, estos últimos depositados en un entorno de margen tectónicamente activo, sin dar fundamento para esta última aseveración. Como puede observarse, los trabajos anteriormente citados incluyeron varios tipos de litologías con diferente grado de metamorfismo, con ambigüedad en su edad y contenidos dentro de un mismo nombre como Formación Gran Tesoro. Aranda-García (1985), en un informe inédito, que en este artículo se ofrece exponer, separó a la Formación Gran Tesoro en dos unidades diferentes. Conservó el nombre Gran Tesoro para la sucesión con menor metamorfismo, que además, estratigráficamente subyace en discordancia angular a capas continentales, a las que correlacionó con la Formación Nazas (previamente descrita como Tres Varones). Por otro lado, la unidad con mayor metamorfismo la definió informalmente como “esquistos Pescaditos”. Wilson (1987) introdujo el nombre de “esquistos Pescaditos” en la literatura geológica con base en los datos aportados por Aranda-García (1985), pero sin dar mayor detalle para proponer de manera formal su mnemónico.

Como se ha explicado, la definición y modificaciones de la litología de la Formación Gran Tesoro ha sido inapropiada al describirse en tesis de difícil acceso, publicaciones no seriadas o con deficiencia en sus referencias bibliográficas, todas estas anomalías dificultan ir a las fuentes originales para su consulta. Con apego al Código Estratigráfico Norteamericano (CEN, 2010), Artículo 18, inciso b, se considera necesaria la redefinición formal de una unidad litoestratigráfica, en este caso de la Formación Gran Tesoro, motivado porque su definición original se dio en una revista no seriada e inaccesible, sus modificaciones posteriores no fueron divulgadas en medios científicos apropiados, es decir, en una publicación formal (Artículo 3 y 4, CEN, 2010), y porque además, su localidad tipo, estratotipo, relaciones estratigráficas, edad y correlaciones, entre otras cosas, se apartan de los lineamientos apropiados para su aceptación mnemónica formal (artículos 5 al 15, CEN, 2010).

3. Esquistos Pescaditos

En este artículo se propone definir formalmente al Esquistos Pescaditos, como una unidad independiente de la Formación Gran Tesoro. El motivo se debe a que la primera unidad posee un grado de metamorfismo mayor, su edad es desigual, tienen historias geológicas diferentes y el contacto entre ambas es tectónico. El Esquistos Pescaditos es una unidad litodémica, que deriva su nombre del Arroyo Pescaditos, inmediato al poblado del Picacho, ubicado 4.5 kilómetros al noreste de Santa María del Oro, Durango (Figura 1), ésta es la localidad en donde se propone el estratotipo. Su litología está constituida por dos facies, una es de esquistos verde de clorita y esquistos verde de moscovita-granate y la otra facie de anfibolita de esquistos de moscovita-cordierita, con horizontes blastomiloníticos entre el esquistos y diques leucograníticos (Figura 2). Este esquistos

aflora en una franja alargada noroeste – sureste, con varios kilómetros de longitud. Su presencia en la superficie no se extiende más distante de esta área y estimar su espesor es difícil e impreciso, pero es posible que su espesor sea mayor a 200 metros. La edad reportada para este esquisto en una muestra de anfíbol, por el método de K-Ar, dio una edad de metamorfismo de 326 ± 26 Ma (Araujo-Mendieta y Arenas-Partida, 1983, 1986), que corresponde al Misisípico Medio

(Viseano), por lo cual la edad de depósito se considera mayor e indeterminable hasta ahora. Su contacto inferior no se reconoce, pero la relación de contacto entre este esquisto y la Formación Gran Tesoro (redefinida más adelante en este artículo), es por sobreposición tectónica. Como se mencionó anteriormente, este esquisto se encuentra intrusionado por diques que están plegados, emplazados tanto en esta unidad litodémica como en las filitas y pizarras, pero no cortan a

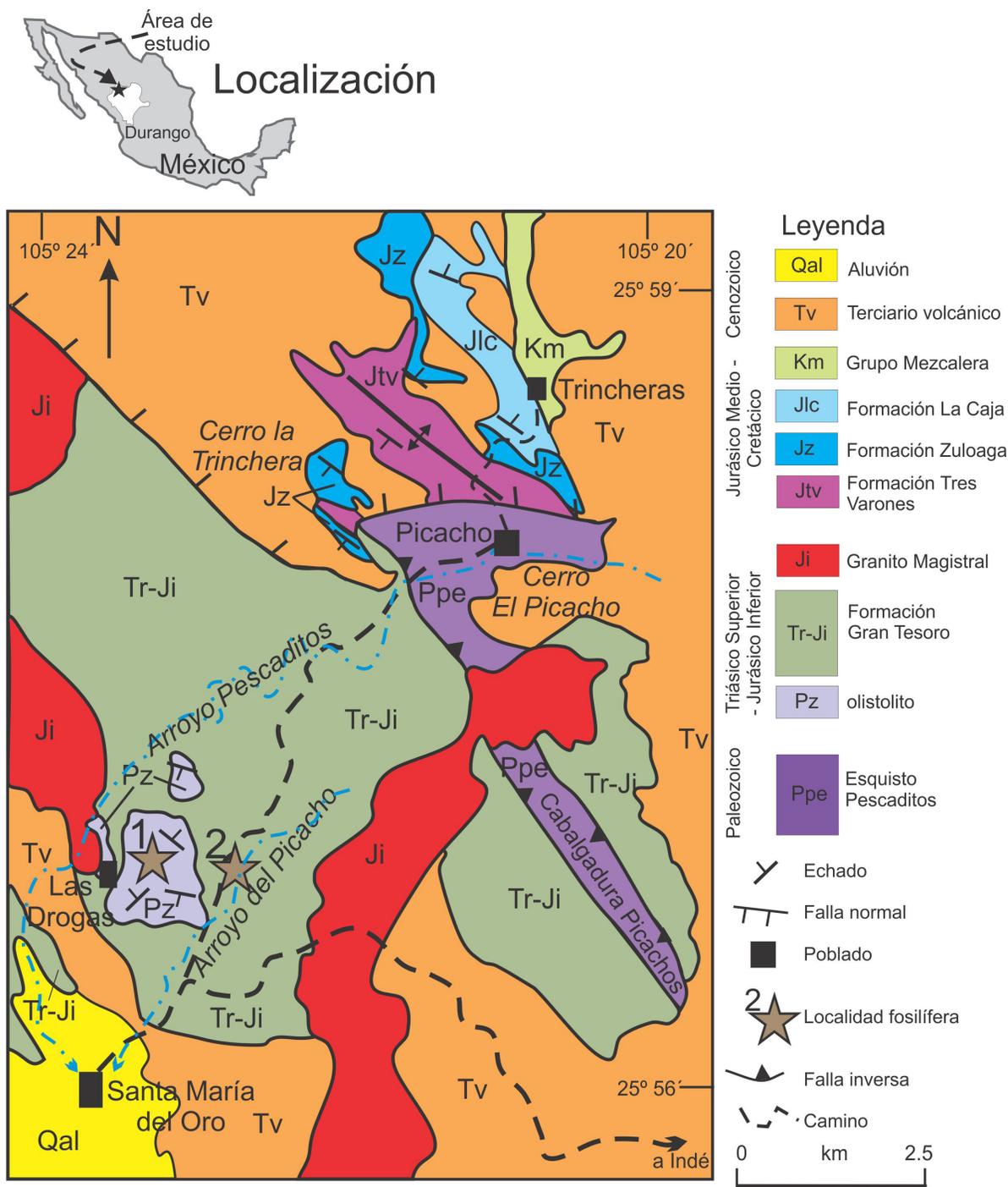


Figura 1. Localización y mapa geológico del área de Santa María del Oro, Durango.

rocas más jóvenes, lo cual revela un evento magmático posterior al emplazamiento del Esquisto Pescaditos y al depósito de la Formación Gran Tesoro. Los esquistos micáceos tienen foliación penetrante sub-vertical y sub-horizontal, de rumbo predominante al noroeste, afectada por lineamientos de tipo *knickbands* orientados en la misma dirección. El Esquisto Pescaditos se correlaciona en edad con partes del Complejo Acatlán (Ortega, 1981; Keppie *et al.*, 2011) y con el Esquisto Granjeno (de Cserna y Ortega, 1978) y las relaciones de contacto del Esquisto Pescaditos y la Formación Gran Tesoro, descrita en este trabajo, permiten interpretar eventos de estratigrafía y

deformación independientes entre ambas unidades. En el Esquisto Pescaditos hay cuatro tendencias estructurales (Zaldivar y Garduño, 1984), una orientación *C* principal predomina (100°-110°; $\sigma_1 = N 10^\circ-18^\circ$), dos orientaciones *B* y *A* son secundarias (N 20°-30°; $\sigma_1 = N 110^\circ-120^\circ$ y N 145° - 152°; $\sigma_1 = N 55^\circ - 65^\circ$), y otra orientación *D* es subordinada (N 75°; $\sigma_1 = N 164^\circ$), pero ésta afecta a la orientación *C*. Estas orientaciones estructurales indican que los esquistos tuvieron una evolución diferente al resto de la filita, pizarra y olistolitos, de edad más joven, en donde los sistemas *D* y *C* son claros y contienen las deformaciones *A* y *B*, lo cual implica las mismas deformaciones genéticas

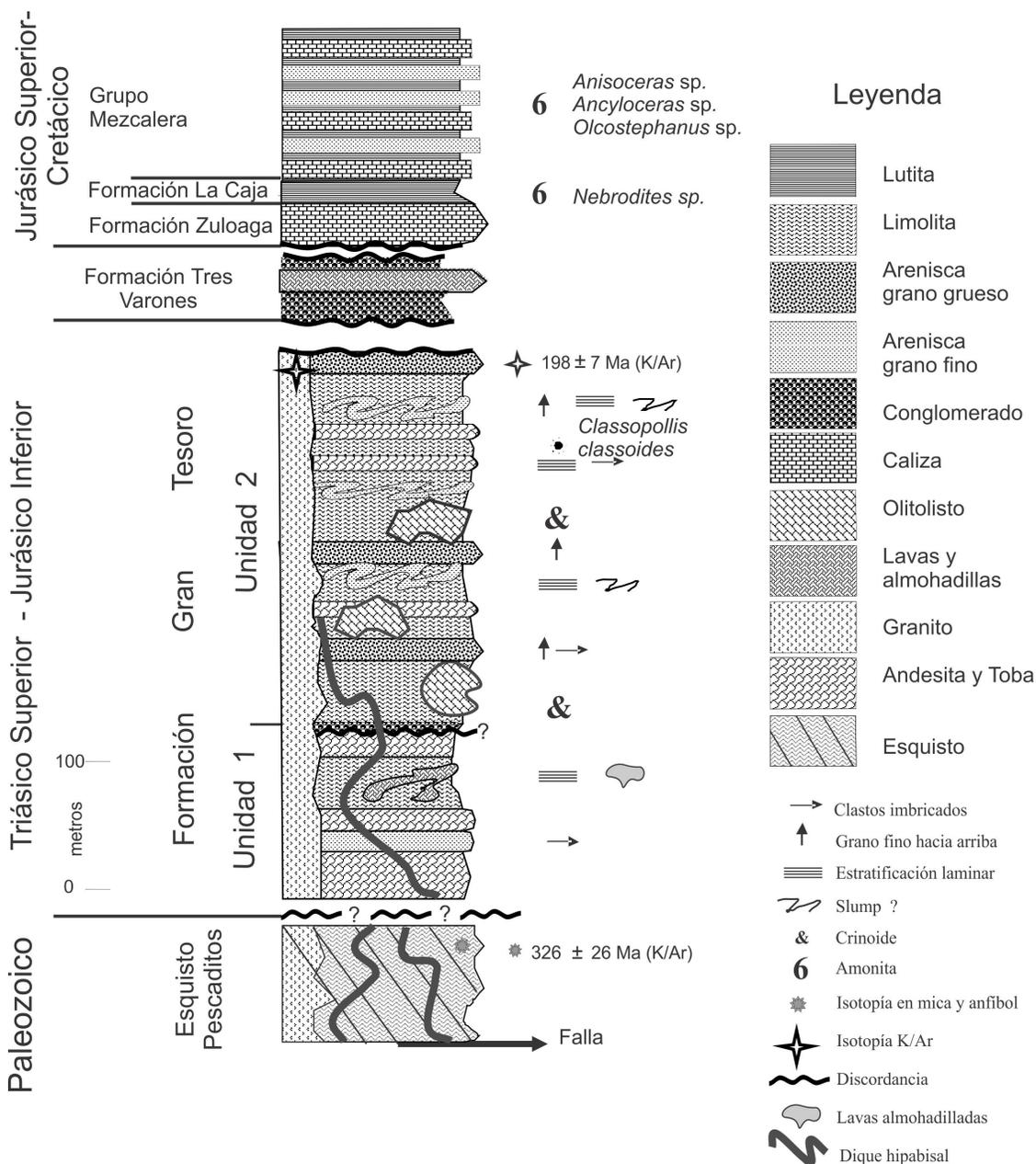


Figura 2. Columna estratigráfica del área de Santa María del Oro, Durango. Edades isotópicas tomadas de Damon *et al.* (1981) y Arenas-Partida (1983, 1986).

para estas últimas rocas con σ_1 NNW-SSE (N 164°; Zaldivar y Garduño, 1984).

4. Formación Gran Tesoro

La redefinición de la Formación Gran Tesoro, como consecuencia de segregar de ella al Esquisto Pescaditos, pretende aglutinar a un conjunto de rocas con menor deformación y de edad e historia geológica diferentes. Su descripción litológica permite interpretar tanto su ambiente de depósito como el grado de metamorfismo; su contenido fosilífero y las relaciones estratigráficas permiten conocer su edad. Todos estos elementos conllevan a vincular su génesis en un contexto geodinámico de correlación regional.

La localidad tipo original de la Formación Gran Tesoro se desconoce, Davis (1954) refiere que esta litología se encuentra en afloramientos ubicados en el camino entre Indé y Santa María del Oro, en las proximidades de Cerro Grande, también la describe en el subsuelo en la veta azurita de la mina Cocinera – Los Ángeles, al noreste de la falla “X” en los niveles 6 y 7 y en las minas Santa Ana – Gran Lucero, en el área de Magistral, Durango. Para el presente artículo los mejores afloramientos de esta formación se localizan en el Arroyo Grande del Picacho y el camino entre Santa María del Oro y la localidad Picacho, así como en la base del Cerro la Trinchera, este último al suroeste del poblado de Trincheras (Figura 1). Para la Formación Gran Tesoro se propone como localidad tipo la sección estratigráfica ubicada en el Arroyo Grande del Picacho, entre la intersección de este arroyo con el camino que une a Santa María del Oro con el poblado Picacho, al sur, y la intersección de este mismo camino con el cruce del mismo arroyo, cinco kilómetros al noreste (Figura 1). El estratotipo puede ser compuesto, por un lado por la sección que aflora entre el camino que une a Santa María del Oro con el poblado Picacho, y por otro lado, en el Arroyo Grande del Picacho, entre el rancho Las Drogas, al sur, y el Cerro La Trinchera, al noreste, en este último pueden observarse sus relaciones estratigráficas con el Esquisto Pescaditos, con la Formación Tres Varones, con el intrusivo Magistral y con rocas volcánicas del Cenozoico (Figura 1).

La Formación Gran Tesoro se subdivide en dos unidades (Figura 2). Davis (1954) y Aranda-García (1985) consideraron que la unidad 1 es posiblemente la más antigua, sin poder ser concluyentes. En el presente artículo se abordará la posibilidad que la unidad 1 pudiera ser más joven. En la unidad 1 predominan la filita y la pizarra, en las que se reconocen protolitos de rocas ígneas y rocas sedimentarias subordinadas. Las rocas extrusivas son andesita de color gris, toba filitizada de color guinda y basalto verde oscuro que llega a formar estructuras en almohadilla, adicionalmente se presentan microdioritas y ultrabasita serpentizada. Entre las rocas ígneas se intercalan pelitas de color negro, carbonatos, areniscas conglomeráticas y conglomerados que tienen cuarzo-

arenitas y fragmentos de esquisto con marcada foliación penetrante, muy similares al Esquisto Pescaditos, esta es la razón por la que Aranda-García (1985) se inclinó a ubicarla como la roca más vieja. El grosor individual de los cuerpos descritos de estas rocas es de 1 a 10 metros y se suceden alternando sin un orden reconocido, por su deformación es difícil medir su espesor. Su contacto con la unidad 2 se presenta poco definido (Figura 2), por esta razón es impropio proponer a la Formación Gran Tesoro como una aloformación.

La unidad 2 se observa como filita y pizarra, pero conserva rasgos que tienen un carácter eminentemente sedimentario. Se reconocen lutita y limolita muy deformadas, pero conservan rizaduras y laminación paralela, son de color gris oscuro o negro y en ocasiones son carbonosas, se intercalan con areniscas de grano fino, de color gris, con laminación paralela y gradación de grano fino en la base a muy fino en la cima, con espesores variables de estratos, entre 10 a 40 cm, pero mayormente delgados, hay pliegues que difícilmente pueden distinguirse si son de origen compresivo o deslizados por gravedad (*slump*). En esta sucesión hay escasas tobas que se intercalan entre los estratos descritos. Dentro de esta sucesión de estratos hay brechas y bloques de gran tamaño, dispuestos de forma caótica, sin orden de acomodo dentro de la unidad 2. Estos bloques están constituidos por capas de caliza negra y caliza gris, ambas recristalizadas, limolita y arenisca, todas las capas muy plegadas, los bloques tienen bordes irregulares y sub-angulosos, con dimensiones desde los decímetros, hasta centenas de metros. En estos bloques hay fenestélidos, corales, braquiópodos, placas articulares de crinoides y trilobites, fósiles del Pensilvánico Medio (localidad fosilífera 1, a 3 kilómetros al noreste de Santa María el Oro, figuras 1 y 2). El contacto estratigráfico de estos bloques está inmerso entre la sucesión de areniscas y pelitas que es de una roca más joven, como se describirá posteriormente, estos bloques se identifican como olistolitos. Allaby y Allaby (2003) definen olistostroma a un depósito sedimentario que consiste en una masa caótica de rocas con clastos compuestos de material más antiguo y deslizados dentro de la sucesión sedimentaria en la que se encuentran; los clastos pueden ser grandes y gigantescos, a lo que se les denomina olistolitos, depositados en ambiente marino profundo. En la unidad 2 hay diques de diabasa que cortan a la sucesión sedimentaria deformada, pero estos diques, a su vez son cortados por otro conjunto de diques de composición granítica, ambos conjuntos de diques están deformados y no se observan en rocas de edad más joven, lo que identifica dos eventos magmáticos diferentes y con edad incierta. En las capas pelíticas de la unidad 2 se encontraron palinomorfos que Aranda-García *et al.* (1988) reportaron como *Classopollis classoides*, *C. kieseri* Reyre, y acritarcas del género *Michrystidium* sp., entre otras especies (localidad fosilífera 2 en el Arroyo del Picacho, figuras 1, 2 y 3 a-d). *Classopollis classoides* y *C. kieseri* Reyre, no son más antiguos al Triásico (Taylor *et al.*, 2009). El espesor real de la Formación Gran Tesoro no puede establecerse por su

deformación intensa, no obstante, es posible que más de 500 metros sea una estimación apropiada debido a la extensión que se presenta en el Arroyo Grande de Picacho.

La relación estratigráfica entre la Formación Gran Tesoro y el Esquisto Pescaditos es tectónica, ya que el esquisto cabalga a la pizarra negra. La relación entre la filita y pizarra Gran Tesoro con el Granito Magistral es tectónica, por la intrusión de éste entre las rocas metamórficas. Mientras que el contacto superior de la Formación Gran Tesoro con capas formadas por siliciclastos continentales y lavas de composición intermedia o básica, contenidas en la formación Tres Varones, se observa discordante, pero también como un contacto por falla normal (Figura 1). Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983) marcan el contacto transicional entre el esquisto y la pizarra negra, mientras que el contacto superior de la pizarra y filita es un cambio litológico abrupto y con discordancia angular con las capas continentales de las rocas Tres Varones, la cual en su base tiene la presencia de un conglomerado con clastos de esquisto, filita y roca ígnea. En este trabajo se acepta que la Formación Gran Tesoro subyace en discordancia angular a estratos sedimentarios continentales, con derrames volcánicos, de la formación Tres Varones. La formación Tres Varones no está filitizada y no presenta metamorfismo alguno, no está afectada por el intrusivo Magistral y además, sobreyace al Esquisto Pescaditos y a la Formación Gran Tesoro. Por las relaciones estratigráficas y contenido de palinomorfos que tiene la Formación Gran Tesoro, se propone que ésta última no puede ser un depósito más antiguo al Triásico, pero tampoco más joven que el Jurásico Medio, como se describirá más adelante. Acorde a la descripción litoestratigráfica anterior, la Formación Gran Tesoro puede ser en su conjunto, un depósito vulcano-sedimentario, con variación de ambiente somero (unidad 1), que está en contacto con otra litología de ambiente marino profundo (unidad 2).

Las características litológicas de las formaciones Gran Tesoro y Pescaditos se reconocen en otras partes del Estado de Durango (Carrasco-Centeno, 1993), con las que es posible correlacionar en las áreas mineras de: Magistral del Oro, Indé, Chacala, San Miguel del Cantil, San Andrés de la Sierra, San Diego Tezains, Monteros, San Juan de Camarones, Santa María de Otaez, Pueblo Nuevo y en Guanaceví. En esta última localidad, el conglomerado con ese mismo nombre, tiene clastos de esquisto, cuarcita y pizarra, que denotan erosión de un basamento metamórfico. Un esquisto similar al Pescaditos también se ha descrito al noroeste de San Lucas de Ocampo, Durango (Zaldivar y Garduño, 1984), en los alrededores de la ciudad de Zacatecas también se reporta (Burckhardt y Scalia, 1906), por lo que su extensión en el subsuelo pudiera ser considerable. Por otro lado, en localidades donde se presentan rocas sedimentarias filitizadas, con la presencia de fósiles del Paleozoico (Carrillo-Martínez, 1971), es conveniente describir los contactos estratigráficos para confirmar que las rocas que contienen a los fósiles no son olistolitos, como aconteció

con la evolución estratigráfica de la Formación Gran Tesoro.

La edad de la Formación Gran Tesoro ha sido tema de controversia. Main (1948, 1950, 1956) y Davis (1954) consideraron para las filitas una edad Paleozoico por la similitud litológica de estas rocas con afloramientos del Pérmico en Las Delicias, Coahuila, ambos autores no mencionaron a Russell (1924), quien según Alba-Pascoe (1956) reportó fósiles del Paleozoico (Ordovícico), como se presenta en los bloques de olistolitos contenidos en la unidad 2, así como por el aspecto metamórfico de estas rocas para sugerir esta edad, incluyendo a los esquistos. Posteriormente, la datación isotópica por el método de K-Ar en una muestra de anfíbol del Esquisto Pescaditos, confirmó la edad de metamorfismo de 326 ± 26 Ma (Araujo-Mendieta y Arenas-Partida, 1983, 1986), equivalente al Misisípico (Viseano). Por otro lado, en los bloques de olistolitos los fósiles *Cylindrocaudiscus kiesfiski* Moore y Jeffords, 1968, *Baryschyr anosus* Moore y Jeffords, 1968 y *Cyclocaudex insaturatus* reportados por Berumen-Esparza y Pavón-Leal (1983), con adición del briozoario (*Fenestella* aff. *F. modesta*) y braquiópodos (*Linoproductus* aff. *L. prattenianus* y *Rugosochonetes* sp., reportados por Zaldivar y Garduño (1984), aunado a los fósiles colectados por Aranda-García (1985): *Fenestella spinulifera* (Figura 3 e), *Fenestella* aff. *F. placida* (Figura 3 f), *F. modesta* (Figura 3 g), *F. spinocristata* (Figura 3 h); braquiópodos de las especies: *Hustedia* aff. *H. mormoni* (Figura 3 i), *Puntospirifer* sp. (Figura 3 j) y el crinoide *Cylindrocaudiscus* sp. (Figura 3 k), confirman la edad Pensilvánico Medio, exclusivamente para los olistolitos contenidos dentro de la sucesión siliciclastica con metamorfismo bajo de la Formación Gran Tesoro.

Una capa de lutita no pizarrosa en la unidad 2 de la Formación Gran Tesoro, que contiene *Classopollis* cf. *C. classoides* Pflug, *Classopollis* cf. *C. kieseri* Reyre y *Micrhystridium lymensis* var. *lymensis* Wall, se le asignó una edad Jurásico Inferior (Aranda-García et al., 1988). Es conveniente aclarar que *Classopollis classoides* es un taxón cosmopolita, distribuido durante el Jurásico y Cretácico (Singh, 1964), y *Classopollis classoides*, *C. classoides kieseri* Reyre, varían desde el Triásico tardío al Cretácico (Taylor et al., 2009). Por la posición lito-estratigráfica y contenido de polen la Formación Gran Tesoro puede considerarse depositada durante el Triásico Superior – Jurásico Inferior.

El Granito Magistral (Davis, 1954) es una roca calco-alcalina con variaciones de cuarzo-diorita a diorita, la intrusión afecta al Esquisto Pescaditos y a la Formación Gran Tesoro, pero no se observa su relación con la formación Tres Varones (nombre informal), a su vez este intrusivo está cubierto por derrames volcánicos del Cenozoico. La edad de este intrusivo se estableció con isótopos de K-Ar, en roca total, con 198 ± 7 Ma (Damon et al., 1981). Este plutón originó metasomatismo de contacto a la Formación Gran Tesoro, generando una asociación mineralógica cuarzo – turmalina – moscovita – clorita, de textura

cristaloblástica (Córdoba y Silva-Mora, 1989), este cuerpo ígneo presenta xenolitos con metamorfismo dinámico que pudieran haber sido asimilados de la pizarra o filita, pero también se presenta en el plutón fuerte tectonismo, con planos orientados noroeste – sureste que presentan minerales triturados, así como zonas de cataclasis en fallas de cabalgadura con vergencia al noroeste, y esta deformación afecta tanto a las rocas metamórficas de bajo grado de la Formación Gran Tesoro, como al Granito Magistral. En

la localidad El Cuarenta, al nororiente de Santa María del Oro (fuera del área de la Figura 1), plutones similares al intrusivo Magistral dieron edades de 149 ± 3 y de 155 ± 3 Ma usando el método de K-Ar, obtenidos en hornblenda de una diorita y una cuarzodiorita respectivamente (Damon *et al.*, 1981), estas edades corresponden al Tithoniano y Kimeridiagno (ICS, 2014), pero en estos intrusivos no se describe deformación pizarrosa o filitización como la que se observa en el Granito Magistral.

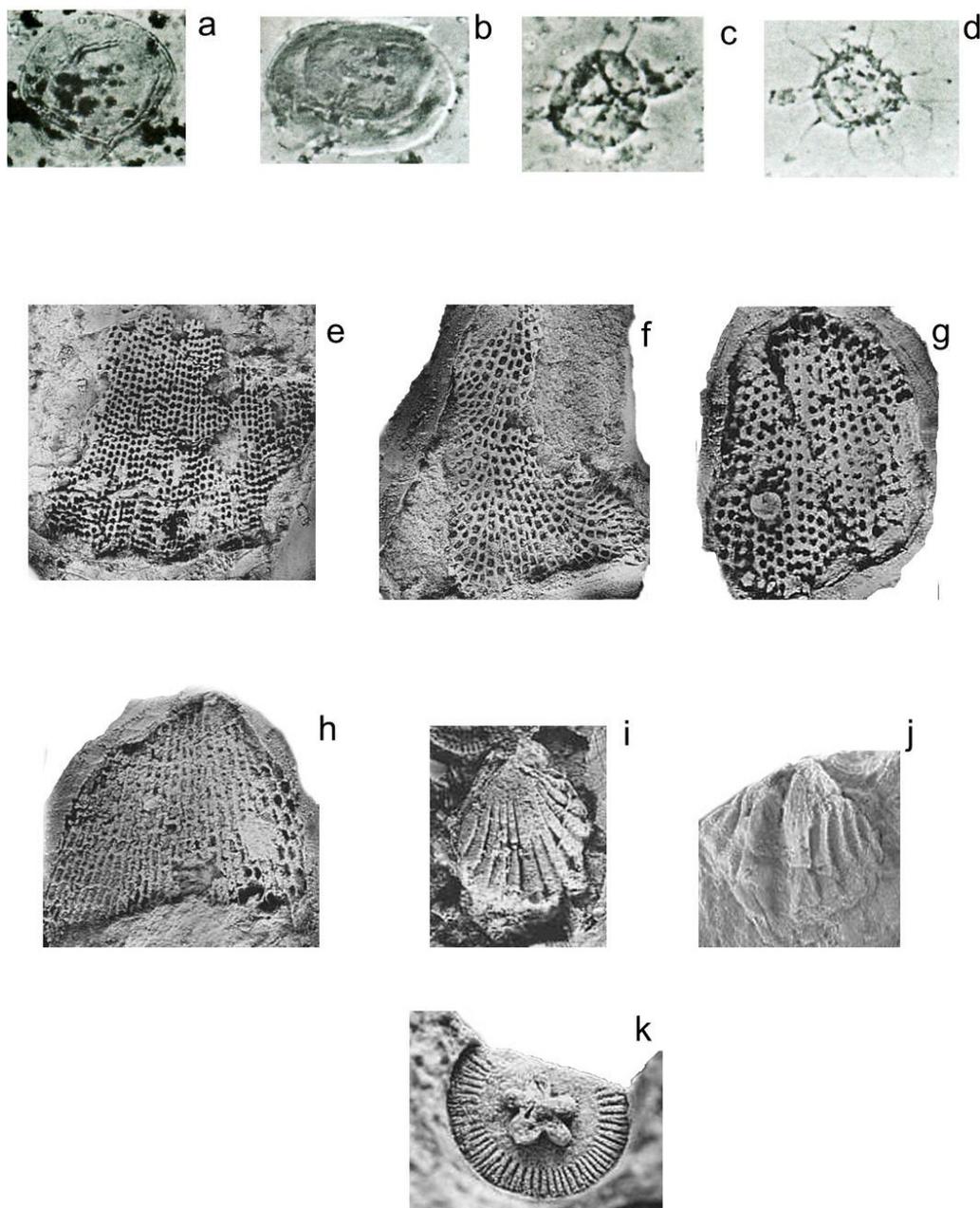


Figura 3. (a) *Michrystridium lymensis* var. *lymensis* (Pb 3547-1*) 1000 X; (b) *Classopolis* cf. *C. kiesen* (Pb 3547-2*) 1000 X; (c) *Classopolis* cf. *C. classoides* (Pb 3547-1*) 1000 X; (d) *Michrystridium lymensis* var. *lymensis* (Pb 3547-1*) 1000 X (*Numeración de muestra y microfotografía reproducidas de Aranda *et al.*, 1988); (e) *Fenestella spinulifera* (MAG-161-85**) 1X; (f) *Fenestella* aff. *F. placida* (MAG-163-85**) 1X; (g) *Fenestella modesta* (MAG-161-85**) 1X; (h) *Fenestella spinocristata* (MAG-163-85**) 1X; (i) *Hustedia* aff. *H. mormoni* (MAG-601-8-85**) X1; (j) ? *Punctospirifer* (MAG-601-A-85**) 1X; (k) *Cilindrocaudiscus* sp. (MAG-601-C-85**) 2X. (**Numeración de muestras realizadas por Aranda-García, 1985).

5. Formación Nazas

En Villa Juárez, Durango, los afloramientos de la Formación Nazas están aislados entre sí por aluvión, no se observa una continuidad entre las capas más antiguas y las capas más jóvenes y además, en varios afloramientos de esta formación existen cambios internos en su rumbo y echado (Figura 4). En Villa Juárez, Durango, existen tres sucesiones de capas rojas pre-Oxfordiano (figuras 4 y 5). La sucesión superior y más joven está representada por un

conglomerado de guijas y guijarros, con clastos de arenisca, riolita, dacita, ignimbrita y conglomerado re-trabajado, los clastos varían desde angulares hasta sub-redondeados (Figura 6), con diámetros que van desde 1 cm hasta 15 cm, su acomodo tiene imbricamiento, es de tipo grano-soportado y tiene matriz de arenisca de grano grueso, mal clasificada. El conjunto está bien cementado y todos los clastos se reconoce que provienen de la unidad subyacente, por este motivo su color es rojo. El tamaño del grano en general disminuye hacia la cima, con los estratos en la base poco definidos, hacia la cima se presentan con estratificación regular y se identifica estratificación cruzada de bajo

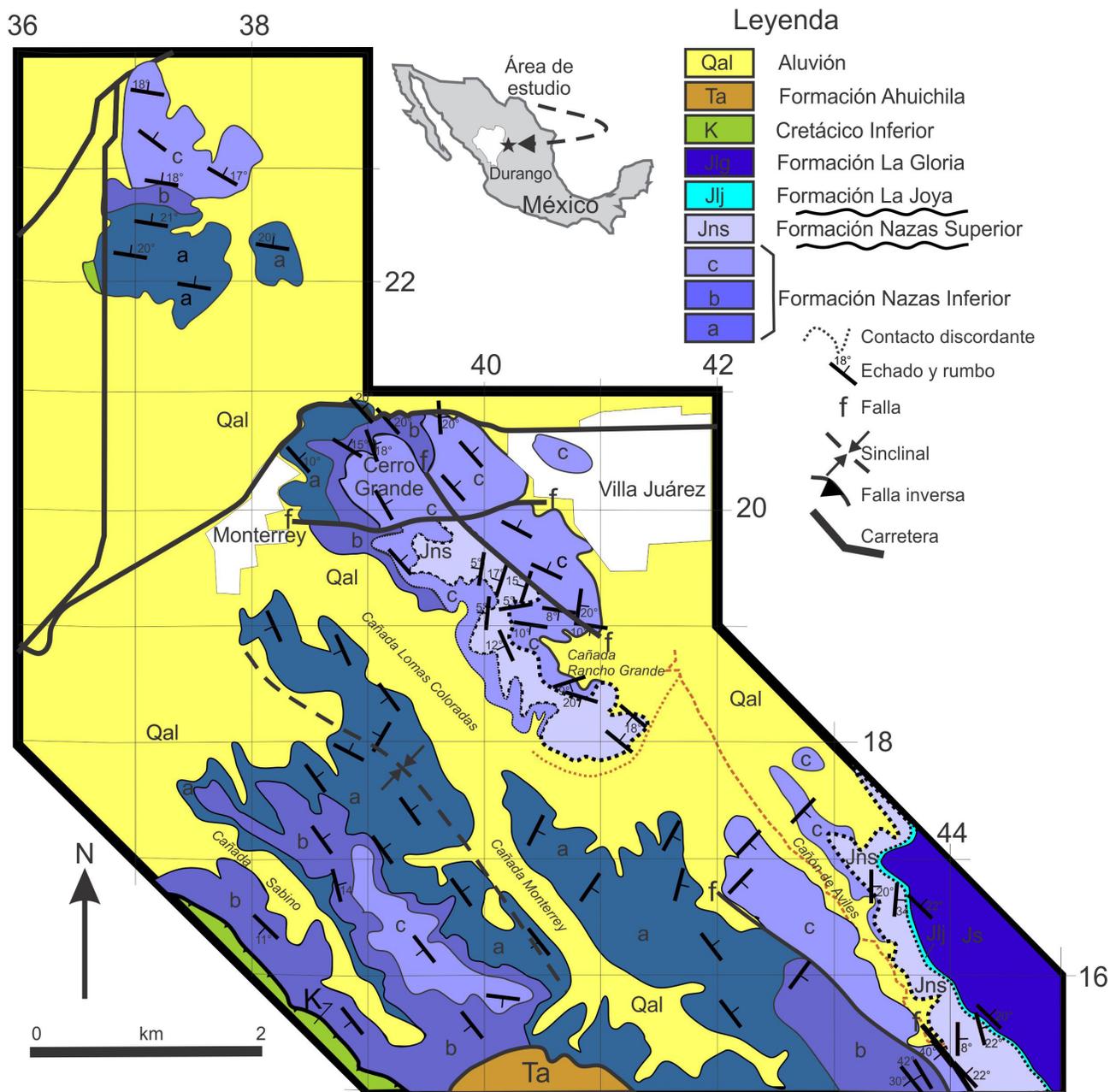


Figura 4. Mapa geológico del área de Villa Juárez, Durango.

ángulo. El espesor de esta sucesión en la ladera noreste del Cañón de Avilés varía desde 5 metros, hasta 10 metros y pasa en transición a una sucesión de areniscas de cuarzo de grano grueso, bien clasificada, cementada por sílice y carbonato, con estratificación cruzada, en capas de 15 a 30 cm, de color gris, con tinte ocre o rojizo. La aparición de las areniscas de cuarzo y desaparición del color rojizo en los estratos de esta sucesión marca el contacto inferior con la Formación La Gloria, la cual sobreyace a las capas rojas de conglomerado y arenisca, a las que en este artículo se refieren como Formación La Joya, ésta sobreyace a una superficie irregular de erosión, que marca el contacto con

respecto a las rocas de la Formación Nazas que le subyacen (figuras 4 y 6).

La Formación Nazas puede ser dividida en un miembro superior y un miembro inferior. El miembro superior subyace a la superficie de erosión arriba citada y las capas de esta unidad tienen rumbo y echado diferente con respecto a las formaciones La Joya y La Gloria, por lo que se considera una discordancia angular. Los estratos de este miembro son de color rojo y guinda, se componen de capas bien definidas de 30 a 40 cm de espesor, compuestos por arenisca de grano fino a grano grueso, con estratificación cruzada de ángulo bajo y estratificación laminar, es frecuente encontrar

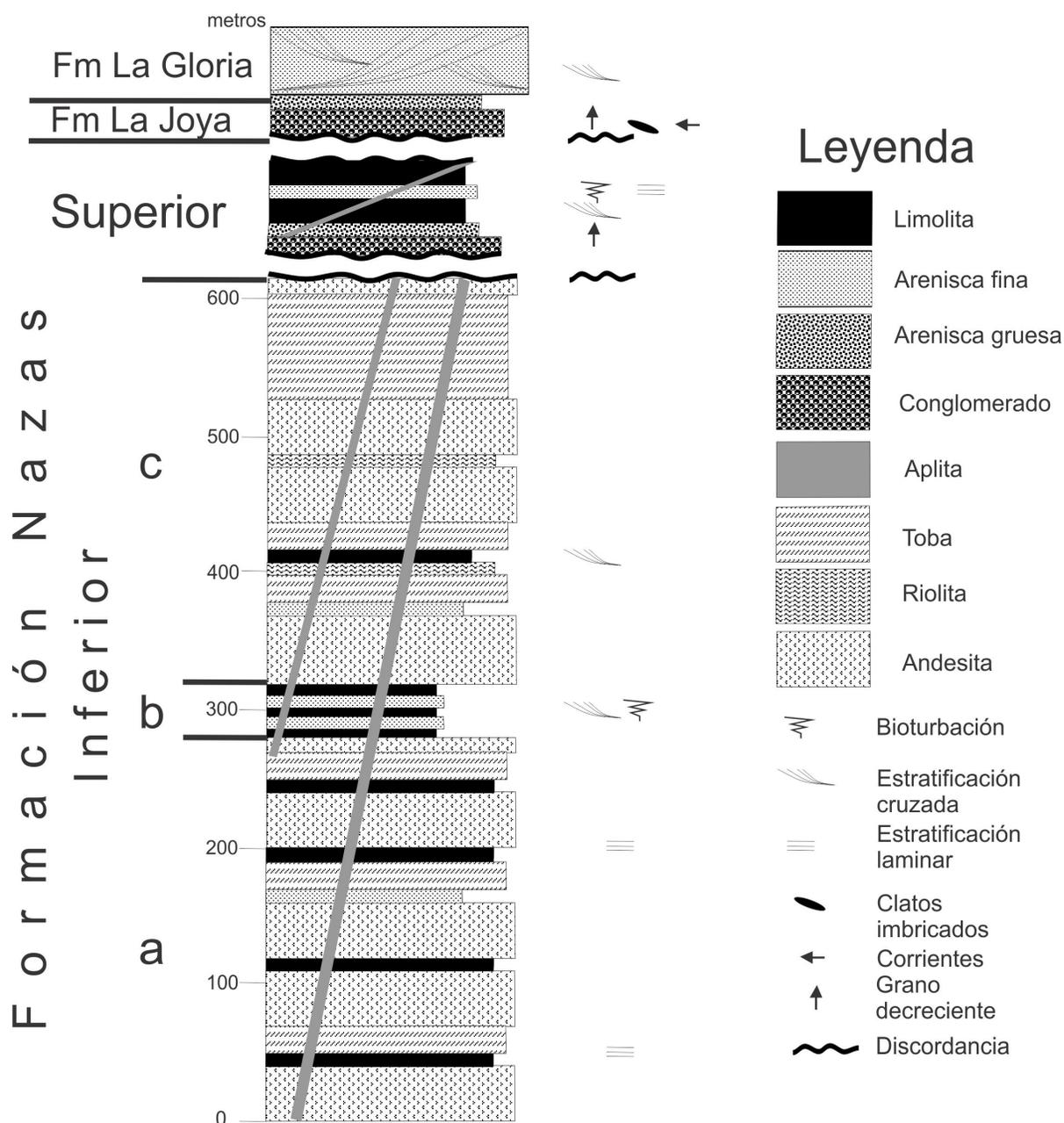


Figura 5. Columna estratigráfica del área de Villa Juárez, Durango.



Figura 6. En el flanco noreste del Cañón de Avilés el contacto estratigráfico de la unidad superior de la Formación Nazas (Jns), subyace a una superficie de erosión irregular. Sobre esta superficie sobreyace en discordancia angular la Formación La Joya (Jlj), constituida por un conglomerado grano-soportado, que decrece el tamaño de clastos hacia la cima y las capas varían de gruesas en la base, a delgadas en la cima. Una falla pequeña se interpone en el contacto. Al fondo la Formación La Gloria (Jlg) sobreyace concordantemente y en transición estratigráfica a la Formación La Joya. Guía de escala: 15 cm.

capas que están barrenadas por organismos. En estas capas sedimentarias no se observan derrames volcánicos intercalados, pero sí se reconocen apófisis ígneas de dacita que cortan a esta unidad y ambas rocas tienen fuerte foliación, con planos inclinados al SW (242° - $232^{\circ}/42^{\circ}$), ésta foliación oblitera parcialmente a la estratificación (Figura 7). Los mejores afloramientos de este miembro se presentan en el Cañón de Avilés (en donde su espesor completo tiene 60 metros, pero lateralmente presenta variaciones) y en la cima del Cerro Grande (Figura 4). La base de este miembro tiene un conglomerado con clastos de 1 a 2 cm de diámetro, soportado por matriz arenosa, la redondez de los clastos es variable, desde angular a sub-redondeada y la base de este conglomerado es una superficie de erosión poco clara por estar parcialmente cubierta (Figura 8). Es notable que el miembro superior de la Formación Nazas tiene rumbo y echado diferente a las unidades del miembro inferior que subyacen (figuras 4 y 8), sin embargo, su foliación es compartida entre todas las unidades de la Formación Nazas, pero esta foliación no está presente en las formaciones La Joya, La Gloria, o rocas más jóvenes que sobreyacen.



Figura 7. Foliación en la unidad superior de la Formación Nazas, con planos inclinados al SW (242° - $232^{\circ}/42^{\circ}$), ésta foliación oblitera parcialmente a la estratificación con echado $90^{\circ}/8^{\circ}$. Escala 10 cm. Coordenadas: 0643968, 2815396.

Las capas rojas más antiguas de Villa Juárez corresponden al miembro inferior de la Formación Nazas y esta sucesión inferior consiste de tres cuerpos. El cuerpo inferior (a), con más de 280 metros, está formado por riolita, toba y andesita, de color gris o rojo, con lodolita y arenisca de grano fino, ambas de color rojo intenso pero intercaladas y subordinadas al espesor de las rocas volcánicas. Su contacto inferior no aflora y su contacto superior es concordante con el cuerpo sobreyacente. Un cuerpo intermedio (b), con 40 metros de espesor, consiste de arenisca de grano fino y limolita, en capas delgadas, bien estratificadas y con abundante bioturbación por organismos. Sus contactos inferior y superior son concordantes. El cuerpo superior (c) tiene un espesor de 300 metros, compuesto por andesita, riolita, tobas y esporádicas ignimbritas intercaladas. Subordinadas hay arenisca, limolita y lutita, en capas de 30 a 40 centímetros de espesor, pero internamente los siliciclastos tienen laminación y abundante barrenamiento por organismos. Es común encontrar que rocas ígneas penetran a las areniscas (Figura 5). Los espesores de estas rocas volcánicas son variables, desde 5 hasta 20 metros y se distinguen varios derrames (Figura 4). La base de este cuerpo es concordante, pero su cima subyace a una superficie de erosión, en contacto con el miembro superior de la Formación Nazas, con posible discordancia angular. Los dos miembros de la Formación Nazas comparten foliación incipiente (Bartolini, 1998). Varias fallas de extensión con diversos rumbos se presentan en estas sucesiones, pero predominan los planos orientados NW-SE (Figura 4). Las edades isotópicas obtenidas ubican al cuerpo inferior (a) de esta sucesión en 230 ± 20 Ma por el método Larsen (Pantoja-Alor, 1972), 195.3 ± 5.5 Ma con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de un flujo riolítico (Bartolini y Spell, 1997) y 180 - 178 Ma con circones detríticos (Lawton y Molina-Garza, 2014), pero el cuerpo superior (c), su edad susceptible de interpretación, la sitúan entre 170 - 169 ± 2

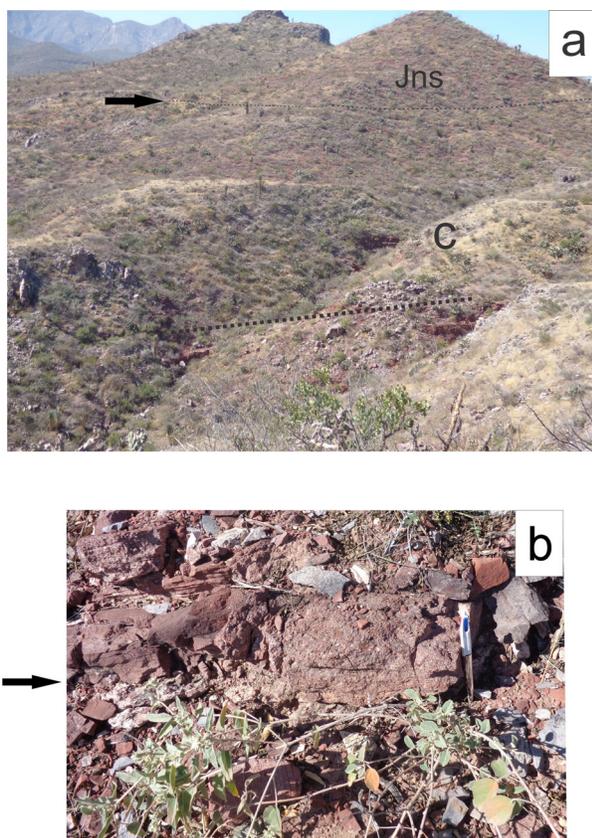


Figura 8. a) Panorámica en la parte central del Cerro Grande. La Formación Nazas (unidad C) tiene echados $190^{\circ}/10^{\circ}$ a $170^{\circ}/9^{\circ}$, indicados por la línea cortada. La unidad superior de la Formación Nazas (Jns) sobreyace con echados de $235^{\circ}/12^{\circ}$. En la base de la unidad superior hay una superficie de erosión (indicada por la flecha) y en ese lugar se encuentra un conglomerado en su base (recuadro b), en las coordenadas: 0640113, 2818901. Escala de la pluma 15 cm.

Ma (Lawton y Molina-Garza, 2014).

6. Discusión y Conclusiones

En los capítulos anteriores se han aportado los fundamentos para individualizar a la Formación Gran Tesoro de otras unidades y revisar su edad. Así mismo, se reconocen dos miembros en la Formación Nazas, separados por discordancia, ambas formaciones tienen foliación penetrante y subyacen en discordancia angular con respecto a rocas más jóvenes carentes de esta deformación. Con base en la litología, relaciones estratigráficas y deformación de las formaciones Gran Tesoro y Nazas, aquí se analizará su significado en un contexto geodinámico regional.

El Esquisto Pescaditos tiene una deformación intensa que ha borrado las características de su protolito, la edad isotópica de esta roca (326 ± 26 Ma, Araujo-Mendieta y Arenas-Partida, 1986) indica una deformación Paleozoico (Misisípico), pero se desconoce cuando ocurrió su depósito. Su correlación con el Esquisto Acatlán, con fragmentos

de esquisto en la Formación Guanaceví y esquistos en la localidad de San Lucas de Ocampo (Zaldivar y Garduño, 1984), sugiere que puede existir una distribución amplia de estas rocas en el borde paleo-Pacífico y otros lugares de México.

La edad absoluta del Esquisto Pescaditos (326 ± 26 Ma, posible edad de deformación) y edad relativa de los fósiles inmersos en los olistolitos de la Formación Gran Tesoro (edad de depósito dada por los crinoides del Pensilvánico Medio), así como las relaciones estratigráficas entre ambas formaciones revelan evoluciones geológicas diferentes. El primero es un protolito más antiguo, con deformación en el Misisípico, mientras que los fósiles en los olistolitos pertenecen a un ambiente de plataforma somera, depositados durante el Pensilvánico, pero re-depositados al ser erosionados durante el Triásico Superior – Jurásico Inferior.

Las características litológicas de la Formación Gran Tesoro indican que se depositó en un ambiente vinculado con vulcanismo. No se tienen evidencias para decidir el orden cronológico de las unidades 1 y 2 descritas en el presente trabajo (Figura 2). Una opción asume que la sucesión se inició en ambiente somero, con predominio de magmatismo andesítico (unidad 1), y estas condiciones pasan a una sedimentación marina de ambiente profundo, representado por sucesiones siliciclásticas gradadas, de grano fino en la base y muy fino en la cima, rizaduras y posibles estructuras por deslizamiento (*slumps*), así como bloques de olistolitos sedimentarios de diferente magnitud, con intercalaciones de almohadillas de lavas espiliticas y tobas, las rocas volcánicas están subordinadas a los siliciclastos en la unidad 2. La otra opción es que el contexto regional indica que sobre un basamento de esquisto antiguo, primero se depositó una sucesión de turbiditas y sobre ésta, en discordancia se emplazó una sucesión volcánica. La condición de sedimentación de la unidad 2 suele presentarse en cuencas con piso oceánico en expansión, de tipo *rift back-arc* o *pull-apart* (Allen y Allen, 2005; Dilek y Furnes, 2014).

En cuanto a la edad de la Formación Gran Tesoro, los palinomorfos que están incluidos en la unidad 2 de la Formación Gran Tesoro (Aranda-García *et al.*, 1988) no permiten distinguir los caracteres apropiados para confirmar su determinación inequívoca, motivo por el que se reportaron con razonable duda ambas determinaciones taxonómicas de la especie *Classopollis*. La descripción original de Reyre (1970) tomó en cuenta la ornamentación vista al microscopio electrónico de barrido para distinguir las diferentes morfo-especies de *Classopollis*, información con la que no contó el artículo de Aranda-García *et al.* (1988). Por lo tanto, es prudente considerar que los taxones descritos dentro del género *Classopollis*, tienen un alcance bioestratigráfico desde el Triásico tardío al Maastrichtiano (Taylor *et al.*, 2009), mientras que el género *Micrhystridium* se distribuye desde el Mesozoico al reciente. Si bien es cierto el alcance bio-estratigráfico amplio que poseen estos palinomorfos, también es conveniente ubicarlos en la posición lito-estratigráfica en la que se encuentran

(Figura 2), pues subyacen a capas continentales de la formación Tres Varones (¿Jurásico Medio?), ésta última a su vez subyace en discordancia paralela a capas marinas de las formaciones Zuloaga (¿Oxfordiano?), la que a su vez pasa a la Formación La Casita que contiene *Nebroditites* sp. (Kimeridgiano-Tithoniano). Esta última formación subyace aparentemente concordante a lutita y arenisca de la Formación Mezcalera, la cual tiene entre otros organismos *Ancyloceras* sp. y *Anisoceras* sp. (Cretácico Inferior). Adicionalmente, todas las formaciones que sobreyacen a Formación Gran Tesoro no presentan metamorfismo, por lo tanto, los palinomorfos que aparecieron en el Triásico y están contenidos en la unidad 2 de la Formación Gran Tesoro, no permiten que esta formación sea más vieja que Mesozoico. Por otro lado, la Formación Gran Tesoro subyace en discordancia angular a la formación Tres Varones (de posible edad Jurásico Medio), la que a su vez subyace a capas marinas más jóvenes, por lo que la Formación Gran Tesoro no puede ser más joven que Jurásico Medio. Martínez y Ramírez (1996) confrontaron la taxonomía de la especie *Classopollis* presente en la Formación Gran Tesoro y propusieron que los especímenes de polen, previamente identificados por el propio Martínez (en Aranda *et al.*, 1988), más bien corresponden a *Jugella* y *Tricolpites* del Cretácico, lo cual, en este trabajo no es aceptable para la Formación Gran Tesoro, por las relaciones estratigráficas en que se ubica. Por lo anterior, en este trabajo se sugiere utilizar técnicas adicionales para dilucidar la citada confrontación taxonómica que está fuera de los alcances de este artículo.

La Formación Gran Tesoro y el intrusivo Magistral, como se indicó anteriormente, comparten una deformación que no afecta a la formación Tres Varones o a rocas más jóvenes, por lo que se interpreta que tanto las filitas, como el intrusivo, fueron deformadas en un proceso contemporáneo. La edad del intrusivo El Cuarenta (149 ± 3 y de 155 ± 3 Ma, Damon *et al.*, 1981), con el que se correlaciona el Granito Magistral, es inconsistente con las características que tiene la Formación Gran Tesoro, e inconsistente con las rocas del Jurásico Superior carentes de evidencia magmática. Las rocas marinas del Jurásico Superior en los alrededores del poblado Picacho no presentan influencia magmática durante su depósito, tampoco se observa metasomatismo de contacto, ni deformación dinámica como la presenta el cuerpo Magistral, por lo tanto, la edad reportada para el intrusivo el Cuarenta es cuestionable con el entorno geológico y requiere estudios suplementarios. Se interpreta que el intrusivo Magistral pudo emplazarse posterior al depósito de la Formación Gran Tesoro, pero este intrusivo pudo tener una deformación contemporánea con la Formación Gran Tesoro de edad pre-Oxfordiano que no afecta a la formación Tres Varones o a rocas más jóvenes.

La Formación Gran Tesoro redefinida en este artículo, presenta metamorfismo de bajo grado, su contacto superior tiene discordancia angular con la formación Tres Varones y su contacto inferior no aflora, sin embargo, por el mayor grado de metamorfismo y la edad del Esquistos Pescaditos,

se considera que el contacto inferior de la Formación Gran Tesoro puede ser discordante con rocas del Paleozoico.

La Formación Nazas descrita en este trabajo presenta foliación incipiente (Figura 7), grado de deformación que no comparten rocas más jóvenes y además, subyace en discordancia angular a sedimentos continentales de la Formación La Joya (Figura 6). Este contacto en la cima de la unidad superior de la Formación Nazas con la Formación La Joya, es una superficie que se reconoce con claridad como una erosión y discordancia angular. Por otro lado, el contacto estratigráfico entre las unidades inferior y superior de la Formación Nazas no está bien definido. El conglomerado que está en la base del miembro superior de esta formación está parcialmente cubierto, y el cambio de echado y rumbo entre ambos miembros puede tener varias interpretaciones: 1) una discordancia por efecto tectónico; 2) un cambio en la dirección de corriente de depósito; 3) un fallamiento sin-tectónico con rotación de echado durante el depósito, entre otras opciones. Un mayor conocimiento de este contacto y las dos unidades será conveniente para establecer una nomenclatura más propia para la Formación Nazas o considerarse como aloformación.

De acuerdo con las relaciones de contacto lito-estratigráfico aquí descritas para las formaciones Gran Tesoro y Nazas, este conjunto de rocas corresponden a una secuencia en el sentido estricto propuesto por Sloss *et al.* (1949) y Sloss (1963). Estos autores definieron el término de secuencia para designar a un paquete grueso de estratos, o unidades estratigráficas, limitadas por discordancias sub-aéreas y remarcaron la importancia que tiene el tectonismo en las discordancias para generar secuencias. Posteriormente, el significado de secuencia se ha expandido para incluir sucesiones concordantes de estratos genéticamente relacionados, independientes de su escala temporal o espacial (Mitchum, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Galloway, 1989). Esta definición de secuencia nos lleva a tener una metodología de análisis, para agrupar sucesiones estratigráficas genéticamente relacionadas, cuyos límites son discordancias o concordancias correlativas, vinculadas a diferentes factores como tectonismo o cambios por eustacia. Conceptos más modernos sobre el análisis de secuencias enfatizan fundamentalmente que estos depósitos representan sistemas sedimentarios, ocasionados por cambios regresivos o transgresivos en la línea de costa y los límites entre estos depósitos constituye superficies significativas para representar trectos en la estratigrafía secuencial (Catuneanu, 2007). Como puede apreciarse, las primeras definiciones de secuencia dan mayor valor al papel que juegan las discordancias como limitantes de una sucesión de estratos, mientras que los conceptos modernos dan mayor peso a los procesos de sedimentación y espacio de acomodo en una sucesión sedimentaria.

Las formaciones Gran Tesoro y Nazas, descritas en este trabajo, ocupan una posición muy importante para vincular secuencias sedimentarias del Triásico Superior–Jurásico Inferior en otras regiones de México. En varios trabajos

realizados en este intervalo estratigráfico pasa desapercibido el valor que tiene la localidad de Santa María del Oro y Villa Juárez, Durango, esto es ocasionado por la escasez de trabajos desarrollados con mayor detalle en dichas localidades. La correlación estratigráfica del intervalo Triásico Superior–Jurásico Inferior reviste numerosas dificultades, no solamente ocasionadas por la ocurrencia de afloramientos aislados, sino también por las variaciones de litología y ambientes, la escasa presencia de fósiles, definiciones de nomenclatura poco claras y redefiniciones complejas, así como su deformación entre otros factores. Este intervalo estratigráfico se caracteriza por estar limitado por discordancias angulares (Tabla 1), una discordancia angular inferior pocas veces visible y otra discordancia superior frecuentemente identificable. Las unidades de este intervalo tienen un grado de deformación mayor con respecto a las sucesiones del Jurásico Medio-Superior, pero menor deformación que rocas más antiguas, con contrastes entre sí según el entorno geológico en la que se ubican.

Por el contenido de polen y esporas, así como por sus relaciones estratigráficas, la Formación Gran Tesoro se correlaciona en edad con las formaciones Santa Rosa (Burckhardt, 1930) o Río Asunción, Sierra de Santa Rosa (Stanley y González-León, 1997; González-León *et al.*, 2000, 2005) y con parte de la Formación Huayacocotla (Erben, 1956). La posición estratigráfica de la Formación Gran Tesoro entre el Esquisto Pescaditos (Paleozoico) y capas continentales del Jurásico Medio, referida como formación Tres Varones (impropiamente designada Nazas), aunado a sus características litológicas y deformación, muestra afinidad con otras sucesiones sedimentarias de México (Tabla 1).

Durante el Triásico Superior y Jurásico Inferior la mayor parte de las unidades estratigráficas en México comparten magmatismo y deformación, como se presenta

en las formaciones Gran Tesoro y Nazas, pero existen dominios sedimentarios contrastantes entre sí y en lo que refiere a su edad. En el centro-occidente de México los depósitos pueden o no ser vulcano-sedimentarios marinos (formaciones Zacatecas, La Ballena, Taray, etc.), mientras que en centro-oriente de México predominan los depósitos sedimentarios y volcánicos continentales (formaciones La Boca, Huizachal, El Alamar, etc.), pero con excepciones hay ambiente marino (formaciones Huayacocotla, Santa Rosa, etc.) El común denominador en las unidades marinas es el contenido de bloques olistolíticos de diferente tamaño incluidos en la matriz, así como de facies sedimentarias turbidíticas y generalmente un vulcanismo con amplias variaciones químicas, desde la familia andesita-dacita hasta el de tipo de corteza oceánica (MORB). Las características comunes en las unidades continentales son las contrastantes variaciones de espesor y un vulcanismo ácido a intermedio, con diques de composición félsica. Tanto para las unidades marinas, como las de ambiente continental, entre el Paleozoico y Jurásico Inferior se comparte deformación por acortamiento tectónico, que imprime un grado de metamorfismo bajo o moderado, así como discordancia angular con rocas más jóvenes sin metamorfismo regional.

6.1. Sucesiones del Triásico Superior y Jurásico de México

En la parte central y occidental de México, desde Durango hasta Guerrero, se localiza un cinturón de unidades estratigráficas que comparten características litológicas, edad y deformación similar a la Formación Gran Tesoro. Al poniente de la ciudad de Zacatecas aflora la formación del mismo nombre (Burckhardt y Scalia, 1906; Carrillo-Bravo, 1982; Cuevas-Pérez, 1985), en la que se distinguen varias unidades litológicas: una litología

Tabla 1. Correlación de las unidades estratigráficas contenidas en las secuencias entre el Triásico Superior – Jurásico/Cretácico. Referencias (1) Cuevas-Pérez, 1985 y Carrillo-Bravo, 1982; (2) Silva-Romo *et al.*, 1993; (3) Zavala-Monsiváis *et al.*, 2012; (4) Barboza *et al.*, 2010; (5) Anderson *et al.*, 1991, Blickwede, 2001 y López-Infanzón, 1986; (6) Mayer-Rúl, 1967; (7) éste artículo; (8) Barboza *et al.*, 2010 y Cross, 2012; (9) Fastovski *et al.*, 2005 y Barboza *et al.*, 2010; (10) Carrillo-Bravo, 1965 y Erben, 1956; (11) González-León *et al.*, 2005; (12) Godínez-Urban *et al.*, 2012; (13) Centeno-García *et al.*, 2008 y Castro-Rodríguez, 2008; (14) Bissig *et al.*, 2003, Horne *et al.*, 1976 y Maldonado-Koerdell, 1953. La “Tectogenia Americana” se propone que aconteció en el Jurásico Medio.

	Este trabajo	Zacatecas (1)	Peñón Blanco (2)	Charcas (3)	Real de 14 (4)	San Julián (5)	Jimulco (6)	Villa Juárez (7)	Galeana (8)	Huizachal (9)	Huayacocotla (10)	Santa Rosa (12)	Chiapas (11)	Arteaga (13)	Cualé (14)	Honduras (15)
Cretácico-Calloviano	Zuloaga	La Borda Chilitos	Zuloaga	Zuloaga	Zuloaga	Zuloaga	Cretácico - La Gloria	La Gloria	Minas Viejas (La Nieve-La Mesita)	Novillo	Tamán-Santiago	Cretácico	San Ricardo	Cretácico	Cretácico	Cretácico
			La Joya	La Joya	La Joya	La Joya	La Joya	La Joya	La Joya	La Joya	Tepeji		Jericó	Complejo Curácuaro	riolita	
Post-rift																
Jurásico Medio tardío	Formación Tres Varones						“Nazas”?				Cahuasas		El Diamante	Tumbiscatio		
“Tectogenia Americana”																
Jurásico Inferior	Gran Tesoro Unidad 1		Nazas	Nazas	Nazas	Caopas Rodeo	Rodeo	Nazas		La Boca (unidades SS y VES)	Huayacocotla Totolapa y Divisadero	Sierra de Santa Rosa	La Silla			Agua Fria (7)
Triásico Superior	Gran Tesoro Unidad 2	Zacatecas	La Ballena	Zacatecas	Zacatecas	Taray			El Alamar	El Alamar	Huizachal	Río Asunción		Varales		El Plan
Orogenia Marathon - Oachita																
Paleozoico	Esquisto Pescaditos	?	?	?	?	?	?	?	?	Paleozoico	Paleozoico	Paleozoico	Paleozoico	Esquisto Arteaga	Esquisto	Esquisto Nueva Segovia

■ Erosión o no depósito

francamente marina, formada por lutita que contiene amonites (*Sirenites* sp., *Trachyceras* sp., *Clionites* sp., *Juvavites* sp.) de edad Cárnico Inferior (Burckhardt y Scalia, 1906), inter-estratificada con arenisca de cuarzo y caliza, con bloques de variadas dimensiones y que tiene lamelibranquios excluyentes al ambiente turbidítico que representa al depósito. También hay intervalos con lavas espiliticas almohadilladas intercaladas en la matriz, estas lavas tienen la firma geoquímica de provenir de un piso oceánico en expansión (Centeno-García y Silva, 1997). La otra litología predominantemente volcánica está compuesta por paquetes gruesos de brechas volcánicas y volcanoclásticos de grano fino de dacita y andesita, tectónicamente intercalados entre la litología descrita como francamente marina. Estas litologías tienen foliación, pliegues y cizalla de una deformación con incipiente metamorfismo. Su contacto estratigráfico inferior según Burckhardt y Scalia (1906) lo consideraron discordante con rocas pre-Triásico (*schistes à sérícite anciens*), mientras que su contacto superior con unidades más jóvenes (formaciones La Borda o Chilitos) no son claras (Tabla 1).

En el área de Peñón Blanco, Zacatecas, se da nombre a la Formación Ballena compuesta por una sucesión de lutita que alterna con arenisca rica en cuarzo y conglomerado, con amonitas (*Sirenites* sp., *Clionites* sp., *Meginoceras* sp.) de edad Landiano-Cárnico (Chávez-Aguirre, 1968; Silva-Romo et al., 1993; Gómez-Luna et al., 1998). El conjunto litológico representan un depósito de aguas profundas de ambiente turbidítico, pero a diferencia de la Formación Zacatecas no se observa vulcanismo contemporáneo en el depósito en estos sedimentos. La sucesión tiene foliación incipiente (rumbo N 40°- 60° E), plegamiento isoclinal y subyace con discordancia angular a la Formación Nazas, compuesta por cuerpos volcánicos y estratos clásticos, lava y toba andesítica, así como conglomerados integrados por rocas volcánicas. Aquí, la Formación Nazas es de ambiente continental y está intrusiva por diques de composición basáltica (Silva-Romo et al., 1993). La Formación Nazas a su vez subyace en discordancia a la Formación La Joya con capas de arenisca, conglomerado y lutita, que pasan en transición a caliza con fósiles marinos de la Formación Zuloaga, de edad Oxfordiano (Tabla 1).

En el área de Charcas, San Luis Potosí, se aprecia la exposición de rocas del intervalo Triásico Superior - Jurásico Inferior. La Formación Zacatecas es una sucesión de lutita con intercalaciones de arenisca, conglomerado, bloques de arenisca flotando en la matriz arenosa y brechas que reflejan un ambiente marino en facies profundas, con amonitas (*Juvavites* sp., *Anatomites* aff. *herbichi* Mojsisovics y *Aulacoceras* sp.) de edad Cárnico (Cantú-Chapa, 1969; Gallo-Padilla et al., 1993). Geocronología U-Pb de circones detríticos en la Formación Zacatecas dieron edades máximas de depósito de 230 y 225 Ma (Barbosa-Gudiño et al., 2010). En discordancia angular sobreyace la Formación Nazas compuesta por flujos piroclásticos, tobas, lavas y brechas de composición andesítica, dacítica, riódacítica (félsica),

con intercalaciones de lutita, arenisca y conglomerado, con espesor variable, de cero a 200 metros, y el conjunto presenta clivaje y foliación. Los magmas tienen firmas geoquímicas de un arco volcánico continental, su afinidad tectónica se vincula con una zona de subducción (Zavala et al., 2012). La edad media ponderada en circones de una dacita en estos depósitos dio 179 ± 1 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), que corresponde posiblemente a la edad de cristalización de la roca. A esta unidad le sobreyace en discordancia angular la Formación La Joya, compuesta de la base a la cima, por conglomerado con fragmentos de roca volcánica, seguido de arenisca y en la cima predomina lutita y marga, que se encuentra en transición de facies continentales, hacia caliza con moluscos de ambiente marino de la Formación Zuloaga (Tabla 1). Es de resaltar que los espesores de la Formación Nazas y La Joya son muy variables y posiblemente, como ocurre en otras áreas, el paleo-relieve jugó un papel importante en su depósito. Es de destacar que en el arroyo San Antonio, del Anticlinorio La Trinidad - San Rafael, el contacto entre las formaciones Zacatecas y Nazas es por falla lateral izquierda (orientada N 10°-15° W) o normal, lo cual refleja una tectónica previa al depósito La Joya, aunado a la discordancia angular entre estas secuencias.

En la Sierra de Real de Catorce, dos sucesiones de rocas (Baker, 1922) subyacen con discordancia angular a capas continentales de la Formación La Joya (Tabla 1). La unidad inferior es de ambiente marino (Formación Zacatecas), formada por arenisca, limolita, lutita, conglomerado y clastos angulares de arenisca y caliza recrystalizada, sin vulcanismo submarino (Barboza-Gudiño et al., 2010). En la base de estas capas se han reportado esporas *Lycospora* sp. y *Desosporites* sp., que Reaser et al. (1989) consideraron de edad Misisípico-Pensilvánico, lo que indica que en estos depósitos es persistente el re-depósito de material de edad Paleozoico, que también se presenta en otras localidades; sin embargo, hay palmas fósiles similares a *Phlebopteris* aff. *P. angustiloba*, que podrían ser de edad más joven (Jurásico Inferior a Jurásico Medio, Maher et al., 1991). Una edad máxima obtenida de U-Pb en cristales de zircón para la sucesión sedimentaria más antigua en Real de Catorce dio $230-225 \pm 1$ Ma (Barboza-Gudiño et al., 2010). La otra unidad es volcanoclástica (Formación Nazas), compuesta por ignimbrita, metacuarcita, andesita, con intercalaciones de arenisca, limolita y lutita. Los estratos que subyacen a la Formación La Joya presentan variaciones de pizarra a filita con esquistosidad. La deformación de la unidad metavolcánica es mayor que la unidad meta-sedimentaria, pero ambas unidades comparten metamorfismo regional e intrusiones de diques de lava básica.

En la Sierra de San Julián inicialmente se definió al Esquisto Caopas y a la Formación Rodeo como litologías metamórficas y se dio para ambas una edad Paleozoico Superior (Rogers et al., 1961). Córdoba-Méndez (1964) sospechó que por su grado de metamorfismo, el Esquisto Caopas era la roca más antigua (pre-Cámbrico), que la Formación Rodeo era del Paleozoico Inferior y propuso que

la porción superior de la Formación Rodeo era otra unidad a la que denominó como Formación Taray, del Paleozoico Superior.

Las relaciones estratigráficas entre las formaciones Taray, Rodeo y Caopas no son claras. La Formación Taray consiste de una sucesión de lutita, arcosa rica en cuarzo y conglomerado de facies marinas. Díaz-Salgado (2004) describe esta sucesión compuesta por una matriz areno-pelítica, con esporádicos canales rellenos por conglomerado y fragmentos de crinoides. En zonas donde la deformación es menor se observa laminación y gradación normal de arenisca a lutita. López-Infanzón (1986), al microscopio, describe que la lutita muestra clivaje denso, con desarrollo de sericita y moscovita. Los componentes de las capas de arcosa son cuarzo de origen plutónico y metamórfico, plagioclasa sódica, ortoclasa, biotita, moscovita, líticos de esquisto, volcánicos e intrusivos graníticos. Se presenta gradación inversa, laminación y estratificación convoluta, con estructuras de canales y surcos. Estas estructuras primarias sugieren que las areniscas fueron depositadas por corriente turbidítica en un ambiente marino profundo (Córdoba-Méndez, 1964; Barboza-Gudiño *et al.*, 1999; Bartolini *et al.*, 2001; Díaz-Salgado, 2004). Entre esta litología autóctona hay olistolitos formados por bloques métricos y decamétricos de caliza recristalizada, roca volcánica almohadillada de composición basáltica, pedernal y serpentinita, muy deformados y con clivaje. Díaz-Salgado (2004) señala que “las relaciones isotópicas de Sm/Nd de lutitas y areniscas y los datos de circones detríticos en areniscas de la Formación Taray indican que existen tres fuentes de procedencia: 1) el arco Delicias-Tuzancoa del Carbonífero-Pérmico y el arco Pérmico-Triásico del Noreste de México; 2) las rocas de los terrenos Pan-Africanos del este de América del Norte y de la Península de Yucatán y 3) las rocas del Cinturón Grenviliano. Los datos de circones detríticos indican una menor procedencia de las rocas de los cinturones orogénicos Mazatzal, Yavapai y de las rocas cratónicas más antiguas del núcleo de América del Norte y América del Sur”. Estas procedencias son comunes y parecidas a muchas rocas del Triásico Superior y Jurásico Inferior.

Toda la sucesión estratigráfica presenta metamorfismo de bajo grado a moderado, con dos fases de deformación: la primera es la más antigua y afecta a filitas con clivaje orientado NE-SW, mientras que la segunda (posiblemente Laramide), comparte la deformación con rocas jurásicas y cretácicas. No es visible el contacto inferior y no es claro el contacto con la Formación Rodeo que posiblemente sea discordante (Tabla 1).

Las formaciones Caopas y Rodeo constituyen un complejo volcánico con metamorfismo regional. La Formación Rodeo tiene varios miembros (Blickwede, 1981, 2001), la base y la parte media está compuesta por andesita, dacita, latita y ceniza volcánica, con un intervalo intercalado de arenisca y conglomerado (lahar); mientras que en la cima hay flujos de lava riolítica y de tobas, ceniza

volcánica, traquíticas, latíticas y andesíticas devitrificadas. El color de estas litologías varía del gris al rojo con diversas tonalidades y café. Por su naturaleza, Blickwede (1981, 2001) las integró al complejo volcánico de la Formación Nazas y las vinculó con vulcanismo pliniano más que con un vulcanismo fisural. La Formación Caopas, descrita por López-Infanzón (1986), es un pórfido granítico y diorítico, hipabisal, constituido por cuarzo, ortoclasa, plagioclasa sódica, biotita y hornblenda, con circón y apatito, con un proceso progresivo de metamorfismo que ha transformado al protolito de proto-milonita a blasto-milonita. Este intrusivo afecta con metasomatismo de contacto a la Formación Rodeo y el conjunto ígneo presenta foliación y esquistosidad orientada al NE (Anderson *et al.*, 1991). En el conjunto de rocas metamórficas se presentan fallas inversas. La Formación Caopas cabalga a la Formación Rodeo y la Formación Taray cabalga a sí misma (Jones *et al.*, 1995), su vergencia al suroeste ($\sigma 1 \pm 75^\circ$ NE) la comparte todo este complejo metamórfico, pero la cubierta sedimentaria post-Calloviano, la cual tiene acortamiento orientado NE 20° SW con vergencia al NE, no comparte la misma deformación al suroeste. La Sierra de San Julián es un pliegue orientado NNW-SSE, anómalo a los *trends* estructurales NW-SE del sector transversal de la Sierra Madre Oriental, por lo que no se descarta una rotación del complejo metamórfico que modificaría la orientación original de anteriores fases de deformación.

En una andesita tomada de la parte superior de la Formación Rodeo (López-Infanzón, 1986), con isótopos de K-Ar en hornblenda, obtuvo una edad de 183 ± 8 Ma, mientras que estudios anteriores propusieron para las rocas meta-ígneas del Esquisto Caopas, edades U-Pb comprendidas entre 195 ± 20 a 220 ± 60 Ma (Fries y Rincón-Orta, 1965). López-Infanzón (1986) argumentó que la Formación Rodeo sobreyace en discordancia angular a la Formación Taray y determinó la citada edad para la primera; además consideró al Esquisto Caopas como un apófisis hipabisal de la Formación Nazas (a la que situó en el Jurásico Medio), pues el Esquisto Caopas intrusión a la Formación Rodeo. Anderson *et al.* (1991) y Jones *et al.*, (1995) admiten que la Formación Taray es la roca más antigua, mientras que el contacto entre el Esquisto Caopas y la Formación Rodeo fue descrito como una transición de facies metamórficas y se asignó edad jurásica para estas unidades con base en una datación isotópica de la Formación Caopas (158.0 ± 4 Ma).

Es de resaltar que en la parte occidental de las sierras de San Julián y área de Teyra, la Formación Zuloaga está en contacto sobre las formaciones metamórficas anteriormente descritas (Córdoba-Méndez, 1964), mientras que en la parte oriental de ambas sierras, la Formación Zuloaga sobreyace a siliciclastos continentales de edad pre-Oxfordiano (Tabla 1), lo cual denota un paleorelieve pre-existente a la transgresión del Jurásico Superior. Las formaciones Taray, Rodeo y Caopas subyacen con discordancia angular a capas de conglomerado, arenisca y limolita, son de color rojo, de

ambiente continental, con espesor variable y no presentan metamorfismo. La litología de ambiente continental pasa en transición hacia estratos marinos de la Formación Zuloaga, ambas unidades tienen paralelismo en el rumbo y echado de sus capas. Algunos autores (Rodgers *et al.*, 1961; Córdoba-Méndez, 1964; Tardy, 1980; López-Infanzón, 1986) citan que estas capas continentales tienen discordancia angular con la Formación Zuloaga, mientras que otros autores describen un cambio gradual o su contacto paralelo erosivo (Blickwede, 1981, 2001; Anderson *et al.*, 1991; Jones *et al.*, 1995). Estas capas continentales en ocasiones las consideran como Formación Nazas, en otras ocasiones las citan como Formación La Joya (Anderson *et al.*, 1991; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). En este trabajo consideramos que las facies continentales de estas capas rojas, sin metamorfismo, que están en discordancia erosiva sobre rocas con metamorfismo, que pasan en transición hacia estratos marinos de la Formación Zuloaga, corresponden a la Formación La Joya (Tabla 1), problemática que se abordará posteriormente en este artículo. Por lo descrito anteriormente, el complejo metamórfico de San Julián es de edad pre-Oxfordiano. La edad U-Pb obtenida de los circones detríticos más jóvenes en la Formación Taray es 260.2 ± 3 Ma (Díaz-Salgado, 2004), por lo que la edad de depósito no puede ser más antigua, pero sí puede ser más joven. Los fósiles encontrados son: fragmentos de crinoides de la especie *Pentaridica pentagonalis*, fragmentos de bivalvos, braquiópodos y gasterópodos, en los olistolitos hay conodontos y radiolarios, este conjunto sugiere ser probablemente re-depositado proveniente del Paleozoico Superior. La presencia de moldes de posible *Palaeoneilo* sp., una espora trilete y un grano colgado de conífera, sugiere ser un conjunto Mesozoico alojado en la matriz pelítica. La edad de la Formación Taray probablemente pertenece al Triásico, mientras que la Formación Rodeo y el intrusivo Caopas, pueden ser Jurásico Inferior, pues comparten el metamorfismo regional pre-Calloviano, presente en las formaciones Rodeo, Taray y otras unidades anteriormente descritas con las que se correlaciona (Tabla 1).

En la Sierra de Jimulco, Coahuila, se presentan dos sucesiones de capas continentales pre-Oxfordiano. La roca más antigua es filita, de un protolito formado por rocas volcánicas, arenisca conglomerática y conglomerado derivado de rocas volcánicas, de colores verde, café y guinda, en estratos de 0.60 a 1.5 metros de espesor, con clastos deformados y elongados NW-SE; esta litología se relaciona con la Formación Rodeo (Mayer-Rúl, 1967). Sobre estas rocas descansa en discordancia erosiva y angular una sucesión de lutita, limolita, arenisca y conglomerado inter-estratificados entre sí, de color rojo, con espesor de 60 metros, acuñándose a corta distancia en la misma localidad de Jimulco. Estas rocas están cortadas por diques de diabasa, en los que no se identifica afectación por clivaje. Su contacto superior es discordante con capas de la Formación La Gloria, y por la similitud litológica y relaciones estratigráficas, estas capas continentales Mayer-

Rúl (1967) las designó como Formación Nazas. Cabe destacar que en la Sierra de Jimulco la Formación Rodeo subyace y está en discordancia angular con estratos del Jurásico Superior, Cretácico Inferior y con los siliciclastos rojos arriba referidos (Tabla 1). Estos estratos se acuñan en distancias muy cortas sobre la Formación Rodeo, lo cual indica que las rocas más antiguas constituyen un bloque paleogeográfico alto, que permaneció emergido cuando menos hasta el Hauteriviano (Aranda-García, 1988). Este tipo de altos y bajos de basamento tiene un significado especial, pues se presentan tanto al oriente como al occidente de México, en Huetamo, Michoacán (Centeno-García *et al.*, 2008), en el Arco de Indé, Durango (Davis, 1954), Alto de Ixtla, Hidalgo (Suter, 1990; Ochoa-Carrillo *et al.*, 1999); Arco de Aramberri-Mezquital-Miquihana, San Luis Potosí (Lazzeri, 1977-1979), etc.

Como se describió en párrafos anteriores, en el área de Villa Juárez, Durango, la Formación Nazas tiene dos miembros. El miembro inferior es vulcano-sedimentario y el miembro superior es sedimentario. Ambos miembros están separados por una superficie de erosión, poseen discordancia angular y se depositaron en ambiente continental; asimismo se encuentran intrusionadas por diques de dacita y comparten un incipiente metamorfismo. La unidad más antigua o miembro inferior tiene dos dataciones isotópicas, una con 230 ± 20 Ma por el método Larsen (Pantoja-Alor, 1972) y otra obtuvo 195.3 ± 5.5 Ma, con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de un flujo riolítico (Bartolini y Spell, 1997; Bartolini *et al.*, 2003), se considera en este artículo que la edad más joven es más confiable por el método usado y por lo tanto, el vulcanismo puede corresponder al Jurásico Inferior, como también por paleomagnetismo se considera (Cohen *et al.*, 1986). La unidad más joven o miembro superior no ha sido datada. En el Cerro Grande, el miembro inferior se identifica con capas vulcano-sedimentarias, que es posible correlacionar con la unidad inferior que aflora en los Cerritos Colorados; en ambas localidades sus capas comparten similar actitud estructural, con echados inclinados al norte y al sur, que denotan ejes orientados oriente-poniente en general. En contraste, el miembro superior de la Formación Nazas tiene capas inclinadas al NE y SW, orientación diferente con respecto al miembro inferior (Figura 4).

Numerosos trabajos (Pantoja-Alor, 1963; Aranda-García, 1985, 1991; López-Infanzón, 1986; Centeno y Silva, 1997; Blickwede, 2001; Eguiluz, 2011; etc.) designan Nazas a las capas continentales que subyacen a estratos marinos del Oxfordiano. Esta designación ha generado múltiples problemas de interpretación en el estudio de las capas rojas en esta región de México. Anderson *et al.* (1991) señala que el hecho de encontrar estructuras sedimentarias depositadas con angulosidad puede tomarse como discordancia angular cuando en realidad es un contacto concordante entre un ambiente con diferente condición dinámica, como sucede en la Sierra de San Julián, Zacatecas. Otro caso ocurre en la Sierra de Atotonilco, Durango, en donde hay capas de

lutita, arenisca y conglomerado, intercaladas con derrames de andesita y basalto, que subyacen a una superficie de erosión. Sobre esta superficie desaparecen las rocas ígneas, pero continúan las areniscas y su cima pasa gradualmente, de ambiente continental a marino de edad Oxfordiano. Toda la sección tiene estratos paralelos entre ella y no presenta alteración dinámica. Eguiluz (1989, 2011) denominó a estas capas continentales como Formación Nazas, sin embargo, por las características descritas aquí su denominación resulta impropia. La sucesión arenosa de ambiente continental sobre la superficie de erosión corresponde a la Formación La Joya. Las capas continentales con volcánicos que subyacen a la superficie de erosión y tienen magmatismo calco-alcálico, sin metamorfismo regional y son semejantes a la litología considerada por Mayer-Rúl (1967), como Formación Nazas en la Sierra de Jimulco, guardan características semejantes con las formaciones Tres Varones y Cahuasas (Tabla 1), motivo que permite suponer la presencia de un depósito de capas continentales, independiente a otras sucesiones de capas continentales más antiguas (formaciones La Boca, Nazas, etc.), o más jóvenes (Formación La Joya), cuya posible edad sea Jurásico Medio, pero estas unidades requieren un estudio más profundo que escapa de los alcances del presente trabajo.

Conviene aclarar aquí que, tanto las rocas continentales de edad pre-Oxfordiano, como su cubierta sedimentaria, en el sector entre Torreón, Coahuila y Parral, Chihuahua, tienen aloctonía total y vergencia al noreste, son una napa sin raíz estructural conocida al poniente (Eguiluz y Campa, 1978; Eguiluz, 2011), que traslapa tectónicamente al conjunto de rocas que constituyen a la plataforma de Coahuila (Aranda-García, 1991; Garza, 1973). Esta aloctonía puede afectar la interpretación para reconstruir la posición paleo-magnética de capas pre-Oxfordiano (Gose *et al.*, 1982).

En el Valle de Huizachal, Tamaulipas, existen varias unidades estratigráficas de capas continentales separadas por discordancias. Imlay *et al.* (1948) aglutinaron en una sola unidad a diferentes intervalos de capas rojas que subyacen a rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior, designándolas como Formación Huizachal, con su localidad tipo ubicada en el Valle de Huizachal, con su columna estratigráfica representativa situada en el arroyo de Juan Capitán, en la parte poniente del valle citado. La descripción litológica de esta localidad tipo fue tomada de un reporte inédito de la compañía Mexican Gulf Oil, en el que se describió una sucesión de 377 pies (126 metros), compuesta por conglomerado con arenisca y lutita interestratificada, de coloración predominantemente rojiza, con su contacto inferior descansando sobre roca metamórfica. Imlay *et al.* (1948) interpretaron que su litología refleja un ambiente de depósito de una facies transgresiva y no necesariamente restringida a condiciones continentales, además destacaron que en el área de Villa Juárez, Durango, en la Formación Huizachal (posteriormente definida como Formación Nazas), hay lavas y limolita que resulta difícil distinguir entre sí en el afloramiento. El nombre Huizachal como formación

se extrapoló indistintamente a numerosas localidades con capas rojas que afloran en México y subyacen a rocas marinas del Jurásico Superior.

La Formación Huizachal fue re-definida formalmente elevando su categoría al rango de grupo litoestratigráfico, que incluyó al menos dos unidades (Mixon *et al.*, 1959). La unidad más joven se designó Formación La Joya, separada por discordancia angular de la unidad más vieja, a la que se refirió (impropiamente) como Formación La Boca. Para la Formación La Joya se propuso como localidad tipo al rancho la Joya Verde, situada en la parte noreste del mismo Valle de Huizachal, mientras que la localidad tipo de la Formación La Boca se propuso sobre el lecho del río San Pedro, Cañón de la Boca, localizado a 40 kilómetros al norte del Valle de Huizachal. La descripción litológica para la Formación La Joya fue tomada considerando los 109 pies (36 metros) superiores de la columna descrita por Imlay *et al.* (1948), transcrita del reporte inédito de la compañía Mexican Gulf Oil, compuesta por más de 60 % de conglomerado, con arenisca y lutita subordinadas, de color rojo. La Formación La Boca en su localidad tipo se describió compuesta por tres sucesiones: la inferior constituida por 75 a 100 metros de capas gruesas de conglomerado, interestratificado con areniscas de cuarzo y feldespato de grano medio a grueso, de colores rojo, rosa, gris-verdoso y verde, derivado de las capas rojas o cristalinas que subyacen. La parte media compuesta por 600 metros de siliciclastos de arenisca, limolita, lodolita y con numerosos conglomerados de guijas intercalados. La parte superior formada por 325 metros de arenisca y conglomerado, color café, verde y gris, limolitas y lodolitas micáceas de color amarillento o verdoso, con fragmentos de plantas no identificables. El contacto inferior de la Formación La Boca en su localidad tipo se observa con falla (y posiblemente sobreyace en discordancia angular) a rocas del Paleozoico, mientras que su contacto superior subyace a carbonatos de edad Oxfordiano, por lo tanto no está presente la Formación La Joya, lo que denota un paleorrelieve irregular para los depósitos más jóvenes, Mixon *et al.* (1959) reconocieron que la litología de la sección tipo de la Formación La Boca, en el cañón del mismo nombre, difiere con respecto a la litología presente en la parte norte, noreste y central del Valle de Huizachal, en donde la parte inferior de la sección tiene variaciones de alteración y metamorfismo, que consideraron generado posiblemente por acción hidrotermal, con presencia de rocas ígneas, como también la existencia de pliegues, rasgos que no presenta la Formación La Joya. En esta redefinición, Mixon *et al.* (1959) inadecuadamente incluyeron como Formación La Boca a los 268 pies (89 metros) inferiores de la descripción litológica del reporte de la Mexican Gulf Oil, que Imlay *et al.* (1948) usaron para referir las características litológicas de la sección tipo de la Formación Huizachal (al poniente del Valle Huizachal), compuesta por 90 % de siliciclastos de grano fino y que no incluyó a la roca metamórfica (lava y toba). La definición de la Formación Huizachal y redefinición inadecuada de la

Formación La Boca (arriba descritas), creó una confusión conceptual de nomenclatura que persiste actualmente. Carrillo-Bravo (1961) aceptó a la Formación La Joya, pero continuó nombrando Formación Huizachal a todas las capas continentales subyacentes a ésta sin reconocer otra subdivisión.

El nombre Huizachal o La Boca presenta dificultad conceptual cuando se refiere a estas unidades.

En la definición de la Formación La Boca aplicada en el Valle de Huizachal no se reconoció que hay otras sucesiones sedimentarias separadas por discordancias. Rueda *et al.* (1993) pudieron distinguir regionalmente varias sucesiones estratigráficas separadas por discordancias y las designaron formalmente como el Alogrupo Los San Pedros, compuesto de la base a la cima por la Aloformación Huizachal y la Aloformación La Boca, ambas pueden subyacer en discordancia angular a la Formación La Joya. En el Valle de Huizachal se distinguen dos sucesiones de capas rojas continentales, independientes de la Formación La Joya. Fastovsky *et al.* (2005) reconocen que la Formación La Joya sobreyace en discordancia a dos unidades: la una unidad inferior y más antigua que allí aflora (unidad VES), está formada por toba, conglomerado y derrames volcánicos, de edad imprecisa (pre- Jurásico Inferior temprano); en discordancia angular sobreyace otra unidad sedimentaria (unidad SS), compuesta en la base por piroclásticos y en la cima es siliciclástica. En la base de la unidad SS hay vertebrados del Jurásico Inferior - Medio (*Bocaterium mexicanum*, Clark *et al.*, 1994) y la edad dada por circones detríticos es de 189 Ma (Jurásico Inferior). A esta unidad SS, Fastovsky *et al.* (2005) la reconocen (impropiamente) como Formación La Boca.

Originalmente la edad de la Formación La Boca se estableció con plantas fósiles (*Pterophyllum fragile*, Newberry, *Pinaequale* Fontain, *Cephalotapsis carolinensis* y *Podozamites* sp.), que las excluyen de ser del Paleozoico y sugieren ser Triásico tardío por no haber sido reportadas en el Jurásico Inferior de México (Mixon *et al.*, 1959). Weber (1997) revisó la taxonomía floral y precisó una edad Cárnico o Nórico. Estas plantas fósiles se colectaron en la cabecera del Cañón del Novillo, en donde las relaciones estratigráficas de la Formación La Boca son por falla con esquisto, por este motivo hay imprecisión para ubicar a las plantas fósiles en la columna estratigráfica dentro de la Formación La Boca. Con base en palinomorfos Rueda *et al.* (1993) sugieren que posiblemente la Aloformación Huizachal puede ser Rético-Hettangiano, mientras que la Aloformación La Boca posee edad Sinumeriano-Pliensbaquiano (Tabla 1). Rubio-Cisneros y Lawton (2011), basados en geo-cronología U-Pb en circones detríticos, opinan que la edad máxima de depósito para el miembro inferior de la Formación La Boca en el Valle de Huizachal puede situarse en 184 – 183 Ma (Jurásico Inferior), mientras que el miembro superior de esa formación tiene una edad máxima de 167 – 163 Ma (Bathoniano-Calloviano). Retomaremos más adelante esta observación al describir a la Formación Cahuasas en la

localidad de Huayacocotla.

En el Valle de Huizachal la Formación La Joya está afectada por fallas de extensión, con depósitos sin-sedimentarios que generan espesores variables en esta sucesión, estas fallas de extensión (normales) también afectan a la sucesión vulcano – sedimentaria inferior (unidad VES) y al intrusivo dacítico – riolítico contenido en ella, pero estas fallas no afectan a las sucesiones más jóvenes. Como se ha descrito en párrafos anteriores, en otras localidades el metamorfismo regional es un rasgo compartido en litologías que subyacen a la Formación La Joya. Mixon *et al.* (1959) señalaron el clivaje y el plegamiento como un rasgo distintivo en la Formación La Boca, pero la deformación es diferente en la Formación La Joya y en rocas más jóvenes. Fastovsky *et al.* (2005) muestra datos estructurales para enfatizar la discordancia angular entre las unidades VES, SS y La Joya, adicionalmente admiten que estas rocas fueron afectadas por deformación de piel gruesa durante el tiempo Laramide. Es importante resaltar que el echado de las capas en VES y SS se inclina predominantemente al norte o al sur, lo que infiere una posibilidad de acortamiento pre-Calloviano, con sigma 1 en esa dirección. Fastovsky *et al.* (2005), describieron las orientaciones de clivaje en las dos unidades de la Formación La Boca y sus relaciones estratigráficas discordantes entre sí y con la Formación La Joya; sin embargo, Barboza-Gudiño *et al.* (2008) argumentan que las discordancias entre las unidades VES y SS, son producidas por estructuras volcánicas tipo dómico, que pertenecen a un mismo evento magmático del Jurásico Inferior. La presencia del Triásico Superior en el Valle de Huizachal puede ser cuestionable, sin embargo, en los cañones de la Boca y Novillo hay certidumbre de su presencia mediante plantas fósiles, como ocurre en el Cañón del Alamar, pero el depósito irregular, la deformación, erosión y el paleo-relieve de las rocas continentales pre-Oxfordiano, generó relaciones estratigráficas complejas. Una posible solución puede surgir de las relaciones estratigráficas regionales hacia el Anticlinorio de Huayacocotla, la Cuenca de Tampico Misantla y el Cañón del Alamar, pues se puede contemplar un panorama diferente que será analizado en seguida.

De la descripción anterior, en este artículo se deduce que la Formación La Boca, por definición, debería referirse a las capas más antiguas que afloran en la región y que por la edad dada por plantas fósiles es Triásico Superior. La edad Triásico Superior se asignó a la Formación Huizachal en el Anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo-Bravo, 1965) y el nombre lo retomó la Aloformación Huizachal, la cual, mediante vertebrados y circones no se reconoce en el valle del mismo nombre. Se considera que las unidades VES y SS, por sus características litológicas y relaciones estratigráficas, pueden pertenecer al vulcanismo desarrollado en el Jurásico Inferior o quizás al Jurásico Medio pero hay otros argumentos confrontados por probar. Por lo anterior, la nomenclatura litoestratigráfica requiere una conciliación, así como un análisis más detallado, propuesta que se analiza

más adelante.

En el Cañón el Alamar y en las Lomas de San Pablo, en Galeana, Nuevo León, la Formación La Joya sobreyace a una superficie de erosión, la cual marca una discordancia angular con la Formación El Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). En las Lomas de San Pablo la Formación La Joya subyace concordante y pasa en transición a evaporitas de la Formación Minas Viejas (miembro La Nieve) y continua con carbonatos del miembro Los Cuervos que tiene amonitas (cf. *Euspidoceras* sp., cf. *Cymatoceras* sp.), así como tobas del miembro La Mesita, con edad U-Pb de 163 ± 2.0 a 164 ± 1.7 Ma tomada en circones de la toba (Cross, 2012). La taxonomía dudosa de las amonitas en la Formación Minas Viejas puede variar desde Calloviano al Oxfordiano, mientras que la población de circones indicada por Cross (2012) puede representar un evento volcánico de extensión cortical durante el Calloviano, periodo en el que se confirma el inicio de la inundación marina para el Golfo de México en ese tiempo. La Formación El Alamar está compuesta por terrígenos continentales de color rojo (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010) y tiene foliación incipiente no observada en rocas más jóvenes. Por la presencia de *Araucarioxylon* sp. y edad de 280 – 240 Ma obtenida con U-Pb en circones detríticos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010) pertenece al Triásico Superior. En esta localidad no hay registro de rocas del Jurásico Inferior, posiblemente por erosión o hiato (Tabla 1). Barboza-Gudiño *et al.*, (2010) abordan el problema de nomenclatura y proponen el uso formal de Formación El Alamar para restringirlo a las rocas sedimentarias continentales del Triásico Superior (parte inferior de la definición del Grupo Huizachal), y reconocer a la Formación La Boca como una unidad vulcano-sedimentaria del Jurásico Inferior. Esta propuesta de re-definición continúa arrastrando un nombre impropio aplicado a las capas rojas del Valle de Huizachal. En este caso, sería conveniente proponer una nueva localidad tipo para la Formación La Boca o sustituir su nombre por Formación Huizachal, como originalmente lo propuso Imlay *et al.* (1948), la solución la proponemos al final de este análisis.

En el Anticlinorio de Huayacocotla la Formación Huizachal (en el sentido propuesto por Carrillo-Bravo, 1965), sobreyace en discordancia angular a sedimentos del Pérmico o rocas más antiguas. Está compuesta por siliciclastos de ambiente continental, de color rojo. En el camino entre Tlahualompa y San Mateo, Estado de Hidalgo, en dos localidades se colectaron plantas fósiles; en la parte inferior de la Formación Huizachal (*s. str.* Carrillo-Bravo, 1961, 1965), por la presencia de *Thaumatopteris*, *Todites* y *Metensides*, se consideró Triásico Superior, pero en la parte superior, por la presencia de *Otozamites hespera*, *O. reglei*, *Ptilophyllum acutifolium* y *Williamsonia netzahalcotylli*, se situó en el Jurásico Inferior. Este material fue revisado y discutido en trabajos posteriores y su edad Hettangiano puede confirmarse, pero Triásico Superior no está resuelto aún, por lo que se requieren estudios adicionales para

confirmar la edad de estas capas rojas (Silva-Pineda, 1979, 1981; Weber, 1997). El contacto superior de estas capas rojas Huizachal está con discordancia angular con la Formación Huayacocotla. Esta última formación es un depósito marino, inicia transgresivo y termina regresivo. Lateralmente cambia la litología al ser un depósito somero al norte (Formación Divisadero), a turbidítico en la localidad tipo y con facies más profundas al sur (Formación Totolapa) y no se reportan rocas volcánicas asociadas a este depósito. La zonificación de fósiles de esta formación (*Arnioceras geometricoides*, *Oxinoticerias*, *Microderoceras*) sitúan a estas rocas desde el posible Hettangiano Superior, y confirmado el Sinumeriano Inferior al Pliensbaquiano inferior (Erben, 1956). Con base en estas determinaciones paleontológicas y las relaciones estratigráficas entre las formaciones Huizachal (*s. str.* Carrillo) y Huayacocotla, la edad de la primera unidad puede ser Triásico Superior (¿Cárnico-Nórico?) y no más joven. Estudios recientes han sugerido modificar la estratigrafía del área al no considerar la presencia del Triásico Superior continental en esta zona (Ochoa-Camarillo, 1997; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1997, 1999), argumentando cabalgamiento de la Formación Huayacocotla sobre capas rojas de la Formación Cahuasas. Ésta puede ser una apreciación local, ya que las evidencias paleontológicas y la perforación de pozos (Guayabal 1 A, Aquismon 1, entre otros), confronta esa propuesta. El pozo Guayabal 1-A (en las coordenadas 540,501 N; 2'375,667 W), a la profundidad de 2847 metros bajo la mesa rotaria, subyaciendo a la Formación Huayacocotla, penetró 20 metros de la Formación Huizachal (*s. str.* Carrillo-Bravo, 1963, 1965). Un núcleo cortado en esta unidad consiste de limolita café rojizo, con mica blanca y gris oscuro, en partes ligeramente arenosa y con argilita gris verdoso. El pozo Aquismon 1 (en las coordenadas 495,002 N; 2'396,557 W), entre el intervalo 4080 a 4161 metros bajo la mesa rotaria, subyaciendo a la Formación Huayacocotla, penetró a la Formación Huizachal (*s. str.* Carrillo-Bravo, 1963, 1965) y en un núcleo se observó limolita café rojizo. Los datos descritos confirman que las capas rojas de la Formación Huizachal (*s. str.* Carrillo-Bravo, 1961, 1965) subyacen a la Formación Huayacocotla y ésta última a su vez subyace con discordancia a la Formación Cahuasas (Tabla 1). La Formación Huizachal en el sentido propuesto por Carrillo-Bravo (1961, 1965) también es impropio, pues las capas continentales del Triásico superior fueron referidas por Mixon *et al.* (1958) como Formación La Boca.

Las formaciones Huizachal y Huayacocotla poseen deformación interna de bajo grado por acortamiento regional, con estrías sensiblemente orientadas norte – sur, con pliegues angulares y cinemática posiblemente relacionada a una etapa de deformación pre-Cahuasas y posteriormente a otra deformación con transporte laramídico. Su contacto estratigráfico superior subyace en discordancia angular a la Formación Cahuasas (Figura 9) o a rocas más jóvenes de acuerdo a un paleo-relieve erosivo irregular alojado en fosas tectónicas (Ochoa-

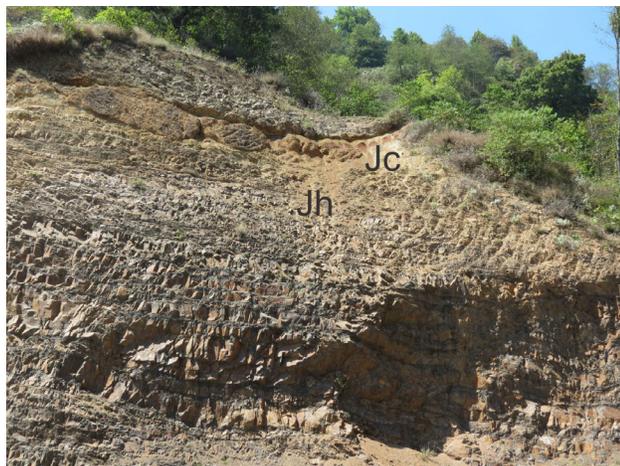


Figura 9. Contacto con discordancia angular entre las formaciones Cahuwasas (Jc) y Huayacocotla (Jh) con fuerte echado y varias estrías sub-horizontales orientadas 350-355° a 170-175°, no mostradas en la fotografía. Localidad kilómetro 9.9 sobre la carretera entre Ixtlahaco y Calnali, Hidalgo.

Camarillo *et al.*, 1999). La Formación Cahuwasas es un depósito siliciclástico de ambiente continental, asociado con vulcanismo intermedio a máfico (Imlay *et al.*, 1948; Sutter, 1990), no tiene clivaje y subyace con discordancia paralela, o con discordancia angular, a las formaciones Tepexic, Tamán o Santiago. Estas relaciones de discordancia se analizarán cuando abordemos más adelante la geodinámica del periodo Triásico-Jurásico. De acuerdo a la descripción arriba citada para la Formación Cahuwasas, por sus relaciones estratigráficas, es un depósito vinculado a fosas tectónicas distensivas, con magmas intermedios o básicos y carencia de metamorfismo regional. Puede ser un depósito tan joven como las formaciones Tres Varones o El Diamante (Tabla 1) y por lo tanto, de edad Bajociano – Bathoniano. La porción superior de la Formación La Boca reportada por Cisneros y Lawton (2011), a la que dan edad Jurásico Medio y que tiene incipiente metamorfismo, no corresponde con lo esperado para rocas de esta edad, por lo que es cuestionable la posición cronológica sugerida por Cisneros y Lawton (2011) para lo que describen como Formación La Boca en el Valle de Huizachal. En la descripción del Anticlinorio de Huayacocotla, hay variaciones importantes de ambientes sedimentarios con respecto al Anticlinorio de Huizachal, pero se conservan las sucesiones estratigráficas separadas por discordancias, que subyacen a la gran trasgresión marina del Calloviano.

Recapitulando la nomenclatura estratigráfica entre los anticlinorios de Huizachal–Peregrina y de Huayacocotla en este trabajo se propone que el Grupo Huizachal sea rechazado como tal y se sustituya por el mnemónico Alogrupo Los San Pedros, pero con modificación en cuanto a los nombres propuestos por Rueda *et al.* (1973, 1997). Dentro de este alogrupo se propone conservar el mnemónico Aloformación La Boca, para las capas continentales del

Triásico Superior, con su localidad tipo y estratotipo en cañón de La Boca, como originalmente lo propuso Mixon, *et al.* (1959), pero desechando ese nombre para la sección del Valle de Huizachal. Como localidad de referencia para el estratotipo de la Aloformación La Boca, se propone al cañón del Alamar, con objeto de evitar la sinonimia, para la sucesión litológica propuesta por Barboza-Gudiño *et al.* (2010). De esta manera, las capas rojas que subyacen a la Formación Huayacocotla, pero sobreyacen a rocas del Paleozoico o más antiguas, en el Anticlinorio de Huayacocotla, corresponderá el nombre de Aloformación La Boca. Dentro del Grupo Los San Pedros se propone incluir a la Aloformación Huizachal, con su localidad tipo y estratotipo en el valle del mismo nombre, como lo propuso originalmente Imlay *et al.* (1948), pero incluir en esta definición a las rocas volcánicas con ligero metamorfismo (unidades VES y SS de Fastovsky *et al.*, 2005) restringido al intervalo volcano-sedimentario al Jurásico Inferior y posiblemente a la parte más inferior del Jurásico Medio.

El nombre de Formación Nazas se sugiere pudiera re-definirse como aloformación y corresponderá a una facies litológica diferente a la Aloformación Huizachal, dentro de un mismo evento magmático y geodinámico, que incluye a las formaciones Caopas y Rodeo, como se describió anteriormente. En el Alogrupo Los San Pedros se excluye a las formaciones La Joya y Cahuwasas porque sus características litológicas, relaciones de contacto estratigráfico y edad, son incompatibles para su inclusión en el Alogrupo Los San Pedros. De acuerdo a lo aquí expuesto, la Formación Cahuwasas no presenta metamorfismo, pero si exhibe vulcanismo de tipo intermedio o básico, con siliciclastos depositados en ambiente continental, como ocurre con las sucesiones estratigráficas de la formación Tres Varones y las litologías expuestas en las sierras de Atotonilco, Durango, y en Jimulco, Coahuila, descritas con anterioridad. El contacto superior de estas sucesiones estratigráficas puede ser concordante, pero también se presenta con discordancia angular con rocas más jóvenes (formaciones La Joya o Tepexic). Por todo lo aquí referido se desprende que estos depósitos son más jóvenes que las sucesiones filitizadas del Triásico y del Jurásico Inferior y por lo tanto pueden corresponder al final del Jurásico Medio pre-Calloviano.

En otro extremo de México, las formaciones Antimonio, Río Asunción y Sierra de Santa Rosa; sus correlaciones con litologías del suroeste de los Estados Unidos de Norteamérica (formaciones Silver Lake, Fairview, secuencia Kings, etc.) y su correlación con otras unidades de Baja California (formaciones Del Indio, San Hipólito), todas estas unidades representan la evolución de una cuenca Triásico – Jurásico Inferior reconocida en el noroeste de México (González-León *et al.*, 2011). En esta cuenca Triásico-Jurásico se interpretan cambios laterales de ambiente litoral y de delta, a marino profundo, pero también cambia conforme a su edad más vieja de un ambiente marino, hacia un ambiente de arco volcánico continental más

joven (Tabla 1). Estos ambientes pudieron ser desplazados lateralmente durante el Jurásico Medio (Megashear Mojave – Sonora). La parte inferior de la Formación Antimonio (Triásico) sobreyace en discordancia a rocas del Paleozoico (unidad II; González-León *et al.*, 2005). El contacto entre las formaciones Río Asunción (Cárnico – Nórico) y Sierra de Santa Rosa (Hettangiano – Toarciano) también es discordante (con ausencia de Rético), y en el contexto regional esta última formación subyace con discordancia a rocas más jóvenes. Es notable la ausencia en México del piso Rético (con excepción de la opinión de Rueda *et al.*, 1993) y la separación por discordancia entre rocas del Triásico Superior y Hettangiano. Este par de sucesiones y sus discordancias se correlacionan con la parte central de México, pero sus ambientes tienen cambios significativos (Tabla 1). En Sonora y en Hidalgo se observa la presencia de sedimentos litorales, que cambian a depósitos marinos profundos, turbidíticos. En Huayacocotla también se observan estos cambios de ambiente, pero además en estos sedimentos, en ambas localidades, hay abundante materia orgánica, transportada desde el continente (al oriente), hacia desembocaduras fluviales y cuenca marina (al poniente), como lo ha descrito Barboza-Gudiño (2013).

En la Angostura, Chiapas, hay una sucesión de capas continentales del Jurásico interrumpidas por discordancias. La formación más antigua es La Silla, representada por una sucesión siliciclástica, vulcano-sedimentaria de ambiente continental, su contacto superior subyace con discordancia angular a la Formación Todos Santos y sobreyace de la misma forma a rocas del Pérmico o más antiguas. La edad de la Formación La Silla, dada por U-Pb de circones detríticos se ha fijado entre 196 – 171 Ma (Godínez-Urban *et al.*, 2012). Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en diques de andesita que intrusionan a esta formación indican un magmatismo de 191.0 ± 3.0 Ma, que puede extenderse hasta 161 Ma. La Formación Todos Santos ha sido dividida en dos miembros: el inferior denominado El Diamante, en el que hay una sucesión de estratos continentales vulcano-sedimentarios, con tobas y derrames de basalto, y el superior llamado Jericó (Tabla 1), que se caracteriza por ser siliciclástico, de facies continentales, cuyo contacto superior pasa en transición a un ambiente marino, mientras que su contacto inferior es una superficie de erosión. La Formación Jericó es una transición de facies continentales hacia facies marinas del Jurásico Superior, similar al comportamiento que presenta la Formación La Joya en el Valle de Huizachal y a otras localidades más. La Formación La Silla representa un depósito de arco volcánico continental, como se presenta en la unidad inferior de la Formación Nazas o en la unidad VES y SS del Valle de Huizachal. El miembro El Diamante es más difícil de correlacionar, puede ser equivalente a la unidad superior de la Formación Nazas o con los miembros VES y SS del Valle de Huizachal, pero carece su descripción de metamorfismo regional, por lo que consideramos más propio correlacionarlo con la Formación Cahuasas y con la formación Tres Varones (Tabla 1).

En la parte central de México hay rocas ubicadas al sureste de Higuierillas, Querétaro, que están filitizadas y ocupan el intervalo estratigráfico Triásico – Jurásico Inferior – Medio (?), a las que Dávila-Alcocer y Centeno-García (2013) designan y describen como Complejo El Chilar. Ésta es la unidad más antigua de esa región y está formada por bloques que tienen dimensiones muy variadas, desde decenas de metros a escasos centímetros, inmersos en una matriz areno-limosa, con formas sigmoides por pérdida del orden estratigráfico en esta sucesión, como resultado de la deformación con cizalla intensa, por lo que se considera a este complejo como unidad litodémica. Los bloques del Complejo El Chilar pueden clasificarse como autóctonos y alóctonos. Los primeros están compuestos por arenisca de cuarzo, poca lutita y conglomerado polimíctico como rellenos de canal y flujo de escombros. Las zonas menos deformadas han preservado estructuras primarias, las cuales sugieren que el depósito se dio en forma de flujos turbidíticos. Los bloques alóctonos son olistolitos formados por pedernal con radiolaritas, algunas veces interestratificados con lutitas y están cortados por diques de rocas máficas (microgabros potásicos), estos tienen minerales que según Dávila-Alcocer y Centeno-García (2013) pueden separarse en dos grupos: Un grupo petrográficamente exhibe una textura heterogranular, con fenocristales de clinopiroxeno elongados. El análisis de microsonda electrónica permitió reconocer variaciones que van de diopsida-augita hasta aegirina-augita con ausencia de cristales de olivino o de vidrio; el otro grupo contiene una mineralogía más sencilla compuesta por albita con abundantes inclusiones aciculares de apatito, biotita, dolomita, ankerita y clorapatito, no contiene hialofano, presenta escasos relictos de clinopiroxenos reemplazados totalmente por minerales arcillosos. La composición de estos diques máficos sugieren la presencia de una fuente de manto enriquecido tipo MORB para las rocas ígneas encontradas en el Complejo El Chilar, con firmas geoquímicas similares a muestras de la Formación Taray, analizadas por Díaz-Salgado (2004). No se tiene la edad de la Formación El Chilar, sin embargo, ésta subyace con discordancia angular a rocas de la Formación Santa Rosa, de edad Jurásico Superior – Cretácico Inferior (Carrillo-Martínez, 1997). Los circones detríticos más jóvenes en este complejo indican una edad de 269 Ma (Martini *et al.*, 2012) y posee una deformación intensa que no está presente en rocas más jóvenes. La Formación El Chilar comparte características descritas en rocas del Triásico Superior, como son olistolitos entre sedimentos marinos, vulcanismo y foliación con cizalla por deformación.

En Michoacán y Guerrero hay varias litologías con diferente grado metamórfico (Tabla 1). El esquisto Arteaga (Castro-Rodríguez, 2008) tiene el mayor grado de metamorfismo en facies gneis, cuarcitas y esquistos verdes; su litología y metamorfismo se distingue de otra sucesión definida como Formación Varales (Centeno-García *et al.*, 1992), constituida por lutita, arenisca rica en cuarzo, bloques de pedernal y caliza, que alternan con tobas y derrames

con almohadillas de basalto, con metamorfismo que varía desde una roca sedimentaria con fuerte cizalla, a filita, pizarra y esquisto. Este conjunto volcano-sedimentario es de ambiente marino profundo, con diferente grado y estilo de deformación. Hay radiolarios (no descritos) en una capa de pedernal, que se consideran de edad Landinino-Cárnico (Campa *et al.*, 1992).

Otro conjunto de rocas metamórficas lo constituye el Complejo Curácuaro, integrado por capas sedimentarias con bajo grado de metamorfismo, cuya edad se asigna al Jurásico Superior con 157 Ma, pero no se especifica el método para esta datación (Castro-Rodríguez, 2008). Es de resaltar que en esta región se presentan plutones que varían en su composición de granodiorita a diorita y monzonita, con deformación interna. El intrusivo Tumbiscatio (Centeno-García *et al.*, 2011) tiene vetas con oro, plata y cobre, así como una zona de metasomatismo de contacto con la roca encajonante (Castro-Rodríguez, 2008) y su edad por U-Pb es 163 ± 3 Ma (Centeno-García *et al.*, 2003), lo cual pone en evidencia un período de intrusiones con mineralización poli-metálica y deformación pre-cretácica en el occidente de México. Estos intrusivos tienen un intervalo de variaciones en edad, que puede verse afectado según el método geocronológico usado, o de acuerdo a su posición paleogeográfica, con un magmatismo comprendido entre 163 a 152 Ma (Centeno-García *et al.*, 2003, 2008). Las rocas del Complejo Arteaga manifiestan una permanencia de exposición subaérea prolongada, formada por bloques altos y bajos de basamento, sobre esta superficie irregular se depositaron en discordancia angular sedimentos del Jurásico (¿Brecha Jalisco?) y Cretácico Inferior (formaciones San Lucas, Alberca, etc.), con cambios de espesor y acuñaamientos bruscos, como ocurre entre la región norte y sur de Huetamo, Michoacán, y con ausencia de capas continentales de edad pre-Oxfordiano (Tabla 1).

En el occidente de México se presentan localidades con rocas más antiguas al Jurásico Superior. Al suroeste del distrito minero Cuale, Jalisco, afloran esquistos pelíticos, intercalados con esquistos de clorita y de sericita y meta-arcosa, con metamorfismo en las facies de sub-esquisto verde de edad no determinada. La base del esquisto no aflora, pero su cima subyace con discordancia angular a varias unidades con estratos sedimentarios vulcano-clásticos y volcánicos inter-estratificados que no presentan metamorfismo (Bissig *et al.*, 2008). En la base de esta sucesión no metamórfica, hay flujos de riolita cuyos análisis de U-Pb, provenientes de circón de la riolita, obtuvieron edades de 157.2 ± 0.5 a 154.0 ± 0.9 equivalentes al Jurásico Superior (Bissig *et al.*, 2008). Por lo anterior, la posición de la facies de sub-esquisto verde descrito en Cuale es pre-Jurásico Superior, pero por su grado de metamorfismo no tiene afinidad con el Esquisto Pescaditos (que se presenta en fragmentos de la brecha Guanaceví) y la correlación de este sub-esquisto con el Triásico Superior marino del centro de México puede ser apropiada, pero aún especulativa.

En el occidente de México no hay evidencia de capas

rojas jurásicas. En Guanaceví, Durango, la formación con el mismo nombre subyace concordante a una sucesión de capas delgadas de limolita, arenisca, toba andesítica y caliza arcillosa, con *Calpionella alpina*, *C. elliptica* y *Tintinopsella* sp. (Cruz-Pérez y Ríos-Vázquez, 1999), esta última litología similar a la Formación Mezcalera. Conviene aclarar que en la zona minera de San Sebastián, municipio de Mascota, Jalisco, se encuentran capas delgadas de lutita y arenisca que alternan entre sí, sin metamorfismo, con fósiles de edad Barremiano, litológicamente similares a la Formación Mezcalera, y en ambas localidades las sucesiones estratigráficas son comparables con la sucesión descrita para Santa María del Oro, Durango y con la sucesión turbidítica cuarzo-arenosa del Complejo Curácuaro (Centeno-García *et al.*, 2005). En la región de El Fuerte, Sinaloa, la Formación Río Fuerte (Paleozoico) está intrusionada por una aptita nodular y por el Granito Cubampó, con edades de 155 ± 4 Ma y 151 ± 4 Ma (Vega-Granillo *et al.*, 2011), que revela un magmatismo Jurásico Superior. La Formación Río Fuerte, está constituida por esquisto de grado bajo a moderado, foliado y en el que se han reportado sedimentos con fósiles de edad Cámbrico (Buitrón-Sánchez *et al.*, 2012), Ordovícico (Poole *et al.*, 2010) y Misisípico-Pensilvánico (Malpica-Cruz, 1972), con fósiles contenidos en los olistolitos similares a los de la Formación Gran Tesoro. En esta región Carrillo-Martínez (1971) reporta algunos de estos fósiles, incluidos en bloques de caliza, pero las descripciones de las relaciones estratigráficas de estas sucesiones son lacónicas. En esta misma región aflora el gneis San Francisco que consiste en una roca en facies de anfibolita, cuyo protolito son rocas ígneas (toleítas) y sedimentos. Análisis isotópicos U-Pb, en circones de esta roca félsica, indican una edad estimada de emplazamiento de ~ 206 Ma (Keppie *et al.*, 2006). Este ensamble de rocas sugiere que la región de El Fuerte posiblemente corresponde a un *rift* continental para esa edad y por lo tanto, los datos de esta región cuestionan el origen del Abanico del Potosí vinculado a un prisma de acreción.

En la Cuenca de Arperos, Guanajuato, no existen rocas del Jurásico o más antiguas, un hecho que es necesario explicar para la reconstrucción del modelo de prisma de acreción Triásico Superior y del arco magmático continental Jurásico Inferior. Para resolver el problema se considera que en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior la evolución de una cuenca post-arco, en régimen de extensión, con generación de piso oceánico separó a los Terrenos Guerrero y Oaxaquia (Tardy *et al.*, 1994; Martini *et al.*, 2011), dando lugar a la instalación de una fosa denominada surco Mezcalera (Eguiluz y Campa, 1982), rellena por sedimentos con vulcanismo marino. Esta separación más joven pudo dislocar al postulado Abanico del Potosí en esta región.

Para interpretar la paleo-reconstrucción del occidente de México se requiere colocar, aproximadamente en su posición original, a enormes masas de rocas desprendidas a partir del del Paleógeno y Neógeno (Bloque Chortis y Bloque de California), en donde hay rocas de diferente

naturaleza, desde el Paleozoico, Triásico y Jurásico, hasta el Cretácico, con una estratigrafía y relaciones tectónicas complejas (Anderson, 1993; Gastil, 1993; Leier-Engelhardt, 1993; Webster y Delattre, 1993). El Bloque de California tiene rocas del Triásico y Jurásico (entre otras más jóvenes), con sedimentación marina, en facies profundas, que contiene olistolitos que se identifican como *melange*, con moderado a alto grado de metamorfismo regional (esquistos azules) y este conjunto de rocas sugieren ser un prisma de acreción para este tiempo. La correlación estratigráfica de las rocas del Paleozoico Medio-Superior y Triásico, de ambiente marino, presentes en el Bloque de California (Anderson, 1993; Webster y Delattre, 1993), se pueden vincular con las rocas de esa edad del Terreno Tahue (Centeno-García *et al.*, 2008) en Sinaloa y Sonora, pero en este terreno Tahue no se han reportado rocas con metamorfismo comparable a esquistos azules, propias de un prisma de acreción.

En otro extremo, el basamento del Bloque Chortis es complejo y poco estudiado, sin embargo, el avance que se tiene en su conocimiento geológico y paleo-magnético lo vincula estrechamente al sur de México (Horne *et al.*, 1976; Gose y Swartz, 1977; Ortega-Gutiérrez, 1978; Pindell y Dewey, 1982; Ross y Scotese, 1988; Donnelly *et al.*, 1990; Pindell, 2013). La Sierra de Omoa, Honduras, forma parte de un alineamiento de basamento que se extiende desde la capital de Guatemala hasta San Pedro Sula, Honduras. En esta sierra aflora como roca más antigua un complejo ígneo, transformado en gneis (facies de anfíbolita-almándina, con hornblenda, plagioclasa cálcica y epidota, con granate y estaurolita). Horne *et al.* (1976) realizaron varias dataciones: de un protolito granodirítico obtuvieron una edad de 720 ± 260 Ma por $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, edad pobremente definida por su relación isotópica que deja cuestionable su ubicación para Precámbrico o Paleozoico temprano. Otro conjunto de rocas lo forman capas de meta-sedimentos y meta-tobas, en facies de anfíbolita, que están intrusionadas por meta-tonalita, meta-andesita porfídica y meta-diorita, cuya edad de 305 ± 12 Ma, por $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en roca total, sitúa el evento magmático en el Pensilvánico Inferior. Los meta-ígneos y las facies de anfíbolita comparten deformación similar. El tercer grupo (y el más importante para su correlación con el presente artículo) lo constituyen rocas de meta-sedimentos en facies de esquisto verde de bajo grado, con filita, esquisto grafitico, cuarcita y mármol, con sólo una fase de deformación penetrativa. Estas rocas están intrusionadas por granodiorita-tonalita, deformada parcialmente, con edad homogénea de 180 Ma, obtenida en roca total con $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, lo que sitúa al evento ígneo en el Jurásico Inferior y por lo tanto, las facies de esquisto verde con bajo grado metamórfico pueden ser referidas al Triásico, con la presencia de *Palaeoneilo* sp. y *Tropites* Mojsisovics en la Formación El Plan (Maldonado-Koerdell, 1953). El cuarto conjunto de rocas presenta una relación oscura, con filita y esquisto con metamorfismo indefinido. El intrusivo es granodirítico y no está foliado, las muestras analizadas de roca total dan una edad confiable de 150 ± 13 Ma, mediante

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Las relaciones estratigráficas entre las secuencias meta-ígneas y meta-sedimentarias no son claras entre cada una de ellas. Las edades de deformación interpretadas a partir del magmatismo reportado por Horne *et al.* (1976), para las rocas en Honduras, pueden tener un vínculo con las rocas en Santa María del Oro, Durango, (Esquisto Pescaditos y Granito Magistral), con rocas más jóvenes en Cualé (riolita inferior), Complejo Arteaga (intrusivo Tumbiscatio y Formación Varales), pero también con parte del Complejo Acatlán (evento tectónico-termal ~ 290 Ma, intrusivos y migmatitas entre 205 – 170 Ma (Yañez *et al.*, 1991; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie *et al.*, 2011), así como con el basamento meta-sedimentario de Chiapas (Weber *et al.*, 2005; Shaaf *et al.*, 2002). Numerosas localidades en el Bloque Chortis reportan capas rojas continentales referidas erróneamente como Formación Todos Los Santos, de edad pre-Jurásico, pero se ha demostrado (Donnelly *et al.*, 1990) que las rocas del Cretácico presentan sucesiones con estas facies continentales, intercaladas entre carbonatos en varios intervalos estratigráficos. Estas sucesiones alternantes de facies marinas y continentales también se presentan en el Terreno Zihuatanejo (Centeno-García, 2008) como son las formaciones Alberca, Madrid, Grupo Balsas, etc. Las capas inferiores del Grupo Honduras (Donnelly *et al.*, 1990) son siliciclastos que sobreyacen en discordancia a rocas metamórficas del Bloque Chortis, sobre estos siliciclastos sobreyacen concordantes carbonatos del Cretácico. En la base del Grupo Honduras generalmente no hay capas rojas y se han reportado plantas fósiles y moluscos marinos de edad Jurásico (Delevoryas y Srivastava, 1981; Richie y Finch, 1985), pero no se confirma la edad Rético propuesta por Newberry (1888). Consideramos en este artículo que la estratigrafía del Bloque Chortis comparte similitud estrecha con Terreno Zihuatanejo, pero las rocas de los basamentos en ambas regiones difieren en cuanto a su interpretación tectónica. En el presente trabajo se asume que los basamentos de Chortis y de Baja California son terrenos sospechosos de aloctonía, emplazados en el borde occidental de México durante el Triásico Superior – Jurásico Inferior, por lo que pudiera especularse que el Abanico del Potosí tuvo un límite paleo-tectónico al occidente, con basamento Paleozoico, hipótesis que habrá de probarse. Adicionalmente, en las formaciones Santiago-Sacha de Ecuador y Perú, existe un vulcanismo situado entre 172 ± 2.1 Ma (por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: Toro-Alva, 2007) a 181 Ma por $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ (Baby *et al.*, 2004), éste señala un periodo magmático que se extiende a nivel continental paleo-Pacífico, posterior a un magmatismo Pérmico-Triásico, pero anterior a un magmatismo del Jurásico Superior, también presentes en México (Tabla 1).

6.2. Evolución geodinámica del Triásico Superior-Jurásico.

La revisión estratigráfica descrita anteriormente, con sus discordancias, deformación, edad y tipo de magmatismo,

nos conduce a poder realizar una síntesis geodinámica regional para el Triásico Superior y Jurásico Inferior. En el paleo-margen occidental de Pangea se pueden discriminar tres periodos de depósito con diferentes ambientes. El primer ciclo de depósito lo representa una transgresión parcial, registrada durante el Ladiniano y Cárnico con depósitos marinos, compuestos por sedimentos de ambiente profundo, caracterizados por turbiditas que contienen bloques de olistolitos de edad generalmente Paleozoico, con vulcanismo marino geográficamente disperso (formaciones Zacatecas, Complejo El Chilar) no siempre presente (formaciones La Ballena y Taray). Estos depósitos turbidíticos a los que se da el nombre de Abanico(s) del Potosí, se ubican en la porción central de México, en un cinturón sedimentario orientado NW-SE, con basamento poco conocido. De manera simultánea, estas rocas cambian de facies al oriente a depósitos fluvio-lacustres de ambiente continental (Aloformaciones El Alamar o La Boca redefinidas este artículo), sin vulcanismo reconocido y generalmente descansan sobre rocas del Paleozoico, que contiene un basamento Pre-Cámbrico. En contraste, en el occidente de México este cinturón turbidítico está flanqueado por un conjunto heterogéneo de bloques de basamento (Paleozoico o Pre-Cámbrico), con grado de metamorfismo moderado y alto, que posteriormente se fragmentó dejando sus restos en el Terreno Tahue, Baja California y Chortis, cuya reconstrucción los ubica en un margen paleo-Pacífico complejo. La porción occidental de Baja California tiene melanges y esquistos azules, representativos de un prisma de acreción de edad Triásico-Jurásico, esquistos con un grado de metamorfismo alto no observados en el Abanico del Potosí. Durante el Nórico tardío y Hettangiano temprano hay un hiato, sin registro estratigráfico, marcado por una discordancia angular y superficie de erosión que indica el final del primer ciclo sedimentario, que posteriormente fue deformado. El segundo ciclo se registra durante el Hettangiano tardío - Pliensbaquiano - Toarciano, representado por dos ambientes contrastantes. Un ambiente tiene actividad magmática generalizada, con vulcanismo intermedio o silícico (formaciones Nazas, Huizachal en el sentido propuesto en este artículo, o La Silla), ampliamente extendido en la parte oriente y central de México, pero no reportado en el occidente de este país; el otro ambiente se presenta en Sonora y Veracruz-Hidalgo, donde hay depósitos de ambiente marino, que verticalmente evolucionan de la base a la cima, de litoral a marino profundo y regresan a litoral en la cima, pero lateralmente también varían de ambiente litoral hacia marino profundo. Estos depósitos posiblemente corresponden a la desembocadura de corrientes fluviales mayores (Reyes y Rodríguez, 1991; Barboza-Gudiño y Zavala-Monsivais, 2013). La presencia de este segundo ciclo sedimentario en la vertiente del paleo-Pacífico consiste de facies marinas de ambiente profundo (Salvador *et al.*, 1992, 2005). De acuerdo con estas observaciones es probable que la unidad 1 (predominante volcánica), de la Formación Gran

Tesoro, sea del Jurásico Inferior, mientras que la unidad 2 (predominante marina) corresponda a un depósito Triásico, pero esta hipótesis requiere datos adicionales. El segundo ciclo de depósito presenta en su cima una superficie de erosión y subyace con discordancia angular a rocas más jóvenes. Durante el Aaleniano - Bajosiano no hay registro confirmado de rocas de esta edad.

El tercer ciclo de depósito se identifica con rocas sedimentarias caracterizadas por facies fluvio-lacustres, con vulcanismo subordinado, de ambiente continental, cuya edad es especulativa (formaciones Cahuizas, Tres Varones, Ayuquila, El Diamante, etc.). Por su posición estratigráfica sobre la Formación Huayacocotla, o por la carencia de foliación, o en algunas localidades por paralelismo con el echado de capas del Calloviano-Oxfordiano, es posible que se asignen a una edad Bathoniano. La cima de este ciclo subyace con discordancia paralela a capas del Calloviano o rocas más jóvenes, pero en otras ocasiones puede subyacer con discordancia angular. Sobre esta superficie de erosión aparece un nuevo ciclo de depósito más joven, constituido por amalgamamiento de capas Calloviano tardío-Oxfordiano, entre ambas se presenta una transición de ambiente continental (formaciones La Joya, Jericó), hacia ambiente marino (formaciones Novillo, La Gloria, Olvido, Minas Viejas, etc.).

Los ciclos sedimentarios y sus interrupciones registradas arriba descritas, corresponden a una respuesta geodinámica que proviene de la relación entre subsidencia y levantamiento, producida por la interacción de movimientos corticales, deducidos a partir de su sedimentación, del magmatismo y de la deformación impresa en los ciclos sedimentarios descritos.

La deformación Marathon-Ouachita generó orogénesis al cierre del Paleozoico y Triásico Inferior, con magmatismo sin-tectónico y post-tectónico asociado (Ouachita), que se refleja en circones detríticos con edades U-Pb entre 230 a 280 Ma, presentes en Zacatecas (Martínez-Pérez, 1972), Charcas y Real de Catorce (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010), San Julián-Teyra (Díaz-Salgado, 2004), El Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Barboza-Gudiño y Zavala-Monsivais, 2013), El Chilar (Martini *et al.*, 2012) y en Antimonio, Sonora (Stern y Dickinson, 2010). Un ejemplo de este evento se presenta en la Sierra Las Delicias, Coahuila, en donde las rocas del Pérmico (Ochoano), están intrusadas por un granito de edad Triásico Inferior. Esta orogénesis y su consecuente levantamiento generaron la superficie de erosión que corresponde al límite de secuencia de la base del primer ciclo sedimentario descrito.

Las sucesiones sedimentarias marina y terrestre del subsiguiente ciclo durante el Triásico, corresponden a subsidencia tectónica. Esta subsidencia aportó el espacio para acumular a estos depósitos. Una hipótesis plantea que el Abanico del Potosí es un margen continental activo, en el que se acumuló un prisma de acreción al margen de un continente. La aparición espacial de lavas tipo MORB puede ser ocasionado por zonas de extensión en cuencas

de ante-arco (Stern y Dickinson, 2010; Lawton, 2013; Dilek y Furnes, 2014). En cuencas *pull-apart* las diferentes geometrías originan trans-tensión, pero también se da la compresión simultánea al movimiento (Dooley y McClay, 1997), esto se asocia a magmatismo bimodal y a varios grados de deformación en las rocas, así como modificación en la distribución de cuencas y áreas continentales en un entorno de bloques altos y bajos de basamento. El Golfo de California es un ejemplo de las características que ocurren en cuencas sedimentarias transformantes asociadas a magmatismo (Schmitt *et al.*, 2013). En este artículo nos inclinamos a considerar que estos abanicos turbidíticos fueron depositados en una cuenca interior tipo *back-arc rift* (¿o *pull apart*?), con focos de extensión internos, en una cuenca flanqueada al oriente por una margen continental y al poniente por terrenos sospechosos de aloctonía, que formaron una barrera hacia una trinchera tectónica más distante al occidente.

La ausencia del registro de depósito Nórico - Hettangiano inferior, aunado a la discordancia representada por la superficie de erosión en la cima de este primer ciclo sedimentario, induce a considerar un levantamiento cortical. Un cambio en el movimiento de placas pudo generar una posible convergencia de placas, con el emplazamiento de un arco magmático continental representado por los depósitos del ciclo vulcánico y sedimentario del Jurásico Inferior. En este evento geodinámico la etapa magmática félsica está documentada entre 198 a 178 Ma, representada por el Granito Magistral (Damon *et al.*, 1981), la Formación Nazas en Charcas y Villa Juárez (Bartolini y Spell, 1997; Zavala *et al.*, 2012; Lawton y Molina-Garza, 2014), la Formación Rodeo (Blickwede, 1981, 2001; López-Infanzón, 1986), la Formación La Silla (Godínez-Urban *et al.*, 2012), Sierra de Omoa, Honduras (Horne *et al.*, 1976) y en Ecuador y Perú (Baby *et al.*, 2004). El final de este segundo ciclo de depósito está representado por su discordancia superior como un límite de secuencia. Las rocas comprendidas entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior reflejan deformación, con cinemática por acortamiento (σ_1) orientado entre 130° a 170°, como se registra en Peñón Blanco (Silva-Romo *et al.*, 1993), Charcas (Zavala *et al.*, 2012), Villa Juárez (Bartolini, 1998) y los datos señalados en este artículo, y en Santa María de Oro con la orientación D (posiblemente rotada) descrita por Zaldivar y Garduño (1984), San Julián (Anderson *et al.*, 1991) con basamento posiblemente rotado y en Huizachal (Fastovski *et al.*, 1995) con basamento posiblemente rotado.

Esta deformación ha sido referida por algunos autores como “deformación Nevadiana” (López-Ramos, 1981, entre otros), sin embargo, este evento nevadiano de deformación en California y Nevada tiene una edad y estilo tectónico diferente, su ocurrencia es más joven con una edad de alrededor de 150 Ma; esa deformación tiene magmatismo batolítico y migmatización (De Sitter, 1970), lo cual no se observa en México. Cserna (1970) propuso dar el nombre de “Deformación Zacatecana” para este evento tectónico en México, sin embargo una deformación coetánea ocurre

a lo largo de la margen occidental del Pacífico, desde California hasta la Cuenca Oriente en sud-América (Tardy *et al.*, 1994; Mathalone y Montoya, 1995; Toro-Alva, 2007), por lo cual el citado nombre limita su extensión regional. Esta observación puede extrapolarse al noroeste de Estados Unidos de América, en donde se identifica una deformación entre 170 – 165 Ma a la que se conoce como Orogenia Siskiyou (Coleman *et al.*, 1988). Otros autores (Helbig *et al.*, 2012) identifican en Oaxaca y Puebla una deformación entre el Jurásico Inferior tardío y el Jurásico Medio temprano, pero no le dan un nombre. En este artículo los autores proponemos de manera preliminar el nombre de “Tectogenia Americana” (Tabla 1), para esta deformación.

En el Jurásico Medio se ha propuesto que ocurrió la megacizalla Mojave - Sonora (Anderson y Schmidt, 1980) y se especula que las rocas pre-Calloviano fueron desplazadas a gran distancia, en un corredor que se proyecta hacia el noreste de México, sin embargo, el destino de este desplazamiento no ha sido probado y su proyección pudiera ocurrir en otra posición hacia la parte meridional de México (Taylor *et al.*, 1991). Independientemente de esta hipótesis, con los datos estructurales que se tienen actualmente sobre la deformación de las rocas del Triásico Superior y Jurásico Inferior, es especulativo señalar a esta megacizalla como el mecanismo geodinámico que deformó las rocas de esta edad.

Hay capas continentales que no tienen la deformación de filita o pizarra arriba indicada (formaciones Cahuizas, Tres Varones, El Diamante, Ayuquila, etc.), con magmas básicos o intermedios subordinados y están con discordancia paralela con estratos del Calloviano o rocas más jóvenes. Estas sucesiones pueden ser ubicadas en el Jurásico Medio, (¿Bathoniano-Calloviano Inferior?) depositadas durante una etapa incipiente de apertura *rift*. Cuando su contacto superior presenta discordancia angular, éste puede ser por rotación de bloques durante la distensión, pero la carencia de diaclasas o foliación puede hacer la distinción con rocas más viejas. El límite de secuencia que separa a estas rocas de otras más jóvenes, representa la base de un sistema transgresivo, vinculado a geodinámica de la subsidencia cortical Calloviano Superior -Oxfordiano.

La etapa magmática más joven que corresponde a 163 y 149 Ma., presente en Tumbiscatio y Curácuaro (Castro-Rodríguez, 2008; Centeno-García *et al.*, 2011), Cualé (Bissig *et al.*, 2008) y El Cuarenta (Damon *et al.*, 1981) entre otras localidades, no presenta la deformación que se aprecia en las rocas anteriores, este nuevo magmatismo es coincidente con la edad de movimiento del Bloque de Yucatán y apertura del Golfo de México, así como con el origen de la Cuenca de Arperos, que se extiende hacia el sur de México con un vulcanismo marino con espilitas y tobas durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior en las formaciones Chiviñas (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010) y Xonamanca (Carrasco-Vázquez, 2004, pero que no tiene realción con el intervalo Triásico Superior Jurásico que en este artículo se analizó.

Las hipótesis planteadas en este artículo tienen

impacto económico. El sistema petrolero en los *plays* sub-salinos del Golfo de México puede ser integrado bajo el esquema geo-dinámico que ha sido descrito. El Alogrupo Los San Pedros o aloformaciones La Boca, Huizachal y Alamar, son de ambiente fluvial y lacustre (Michalzik, 1991; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010), su flora (*Pterophyllum fragile*, *P. inaequale*, *Cephalotaxopsis carolinensis*, *Otozamites*, *Pterophyllum*, *Cicadolepis*, *Piazopteris*, *Cheirolepis*, *Podozamites*, etc), polen, esporas (*Eucommiidites troedssonii*, *Araucariacites cf. australis*, *Patinasporites densus*, *Ovalipollis brevisformis*, etc.) y vertebrados (*Bocatherium* sp.), indican la existencia de abundante flora y fauna, en climas cálidos y húmedos o sub-húmedos tropicales durante el Triásico Superior y Jurásico Inferior, por lo que su aspecto de color rojo no se relaciona con condiciones adversas para la vida (Mixon *et al.*, 1959; Rueda *et al.*, 1993, 1997; Clark *et al.*, 1994; Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez, 1999, etc.). La presencia de plantas en la Formación Huayacocotla y el análisis del tipo y contenido de carbono orgánico total (de 0.1 a 9.2) y un índice de hidrógeno que varía de 53 a 698 mg HC/g de carbono orgánico total (Román-Ramos, 1998), así como reflectancia de vitrinita (desde 1.4 a 1.7), indican que las rocas del Triásico Superior – Jurásico Medio son potencialmente generadoras de hidrocarburos (Reyes y Rodríguez, 1991; Morelos-García, 1996; Román-Ramos, 1998), como se ha observado en cuencas lacustres recientes (Amezcu-Torres *et al.*, 2012). En cuanto a la estructuración de los *plays* subsalinos en el Golfo de México, este artículo nos muestra que varios eventos tectónicos pueden estar presentes para explorar complicados bloques, con trampas estratigráficas acuñadas en discordancias.

En cuanto a la metalogénesis del periodo analizado, podemos añadir que en el Granito Magistral el depósito de cobre, oro, galena y otros minerales, ocurrió en una fase tardía de su emplazamiento (Davis, 1956), mientras que en el intrusivo de Tumbiscatío hay mineral de oro, pero no existe un estudio paragénetico de su paragénesis. En cuanto a la Formación Nazas hay denuncios de oro en dos sitios en Villa Juárez (Servicio Geológico Mexicano, 2014), pero no hay información disponible. Para la riolita del Valle Huizachal se conoce que contiene valores de oro, pero como en los casos anteriores no hay estudios realizados. Por lo tanto, no hay trabajos que hayan analizado la metalogénesis del magmatismo en este periodo en particular (Camprubí, 2013)

Agradecimientos

Los autores agradecemos a la Dra. Uxue Villanueva por sus observaciones y valiosa experiencia sobre palinomorfos y acritarcas. A los doctores: Ocampo Díaz Zum, Roberto Molina Garza y otros revisores anónimos, por sus sugerencias para mejorar este trabajo. En especial al Dr.

Carlos González de León, al Dr. José Rafael Barboza Gudiño y a Jon Blickwede, por sus valiosos y positivos comentarios. Al Comité Editorial, Denise Hernández Villalba, Berenice Peláez Pavón, Gerardo Zenteno y Mario de Leo, por su esmerado trabajo y facilidades para mejorar la exposición del tema tratado. Samuel Eguiluz de Antuñano, como miembro de la Academia de Ingeniería, ofrece este artículo para apoyar al conocimiento geológico de México.

Referencias

- Alba-Pascoe, J.A., 1965, Estudio Geológico preliminar del Distrito Minero de Indé, Estado de Durango: México, D.F., Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional, Tesis de licenciatura, 72 p.
- Allaby, A., Allaby, M., 2003, Dictionary of Earth Sciences.: London, U. K., Oxford University Press, 619 p.
- Allen, A.P., Allen, J. R., 2005, Basin Analysis, Principles and applications: Oxford, Malden, MA, USA, Blackwell Science Ltd., 549 p.
- Almazán-Vázquez, E., Buitrón-Sánchez, B., Vachard, D., Mendoza-Madera, C., Gómez-Espinosa, C., 2007, The Late Atokan (Moscovian, Pennsylvanian) chaetetid accumulations of Sierra Agua Verde, Sonora (NW Mexico): composition, facies and paleoenvironmental signals, *en* Alvaro, J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A., Vachard, D., Vennin, E. (eds.), Paleozoic reefs and bioaccumulations: Climatic and evolutionary controls., Geological Society Special Publication, 275, 189-200.
- Amezcu-Torres, N, Gawthorpe, R., MacQuaker, J., 2012, Cascading carbonate lakes of the Mayrán Basin system, northeast México: The interplay of inherited structural geometry, bedrock lithology, and climate: Geological Society of America Bulletin, 124, 975-988.
- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1980, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico – Caribbean Sea region during Mesozoic time, *en* Pilger, R.H. (ed.), The origin of Gulf of Mexico and the early opening of central North Atlantic Ocean: Baton Rouge, Louisiana, U.S.A., Louisiana State University, 99-100.
- Anderson, T.H., McKee, J.W., Jones, N.W., 1991, A northwest trending, Jurassic fold nappe, northernmost Zacatecas, Mexico: Tectonics, 10, 383-401.
- Anderson, T.H., Jones, N.W., McKee, J.W., 2005, The Taray Formation: Jurassic(?) mélange in northern Mexico—Tectonic implications, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., (eds.), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 427-455.
- Anderson, V.P., 1993, Prebatholithic stratigraphy of the San Felipe area, Baja California Norte, Mexico: Geological Society of America, Special Paper, 279, 1-10.
- Aranda-García, M., 1985, Estudio geológico del prospecto el Palmito, Estado de Durango, NE M 2069, Petróleos Mexicanos (inédito).
- Aranda-García, M., 1988, La Isla de Jimulco: un paleoelemento Hauteriviano, en el Sector Transversal de la Sierra Madre Oriental, Coah., (resumen), *en* IX Convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, 30 p.
- Aranda-García, M., 1991, El Segmento San Felipe del cinturón cabalgado, Sierra Madre Oriental, Estado de Durango, México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C., 41 (1), 18-36.
- Aranda-García, M., Quintero, O., Martínez-Hernández, E., 1988, Palinomorfos del Jurásico temprano de la Formación Gran Tesoro, Santa María del Oro, Durango: Revista del Instituto de Geología, 7, 112-113.
- Araujo-Mendieta, J., Arenas-Partida, R., 1983, Estudio estratigráfico y sedimentológico del Cretácico, Prospecto Camargo-El Palmito, Estados de Chihuahua y Durango, México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, informe técnico Proyecto C 1131, 78 p. (inédito).

- Araujo-Mendieta, J., Arenas-Partida, R., 1986, Estudio tectónico-sedimentario del mar mexicano, Estados de Chihuahua y Durango: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 47, 43-88.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristan-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1999, Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A Review, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, U.S.A, Geological Society of America, Special Paper, 340, 197-210.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 25, 49-63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico, Tectonic setting and provenance: Geosphere, 6, 621-640.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., 2013, Aportaciones de la geocronología de circones detríticos a la subdivisión estratigráfica, paleogeografía y tectónica del Mesozoico temprano en el noreste de México (resumen), Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana: México, D. F., CD-ROM.
- Bartolini, C., Spell, T., 1997, An Early Jurassic age ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) for the Nazas Formation at the Cañada Villa Juárez, northeastern Durango, México: (abstract), *En* Geological Society of America, Abstracts with Programs, 29 (2), 3.
- Bartolini, C., 1998, Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central Mexico: El Paso, Texas, U.S.A, Department of Geological Sciences, The University of Texas at El Paso, PH Dissertation, 557 p.
- Bartolini, C., Cantú-Chapa, A., Lang, H., Barboza-Gudiño, J.R., 2001, The Triassic Zacatecas Formation in Central Mexico: Paleotectonic, paleogeographic, and paleobiographic implications, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chap, A., (eds.), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: Tulsa, Oklahoma, U.S.A., The American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, 295-315.
- Bartolini, C., Lang, H., Spell, T., 2003, Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to northern South America, *En* Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J., (eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: Tulsa, Oklahoma, U.S.A., The American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, 427-461.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán R., 2004, La Cuenca Oriente, Geología y Petróleo: Quito, Ecuador, Travaux de l'Institut Français d'Études Andines, 295 p.
- Baker, C.L., 1922, General geology of the Catorce mining district: Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 66, 42-48.
- Berumen-Esparza, R., Pavón-Leal, R., 1983, Estudio geológico minero del área de Santa María del Oro, Durango: México, D.F., México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis conjunta profesional, 122 p.
- Bissig, T., Mortensen, J.K., Tosdal, R.M. Hall, B.V., 2008, The rhyolite-hosted volcanogenic massive sulfide District of Cuale, Guerrero Terrane, West-Centra, Mexico. Silver-rich, base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting: Society of Economic Geologists, Inc., Economic Geology, 103, 141-159.
- Blickwede, F.J., 1981, Stratigraphy and petrology of Triassic (?) "Nazas Formation", Sierra de San Julián Zacatecas, Mexico: New Orleans, Louisiana, U.S.A, University of New Orleans, M S Thesis, 100 p.
- Blickwede, F.J., 2001, The Nazas Formation, A detailed look at the early Mesozoic convergent margin along western rim of the Gulf of Mexico Basin, American Association Petroleum Geologists, The Western Gulf of Mexico Basin, Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum Systems: Tulsa, Oklahoma, U.S.A, The American Association of Petroleum Geologists, 480 p.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Vachard, D., Almazán-Vázquez, E., Palafox, J.J., 2012, Una secuencia cratónica del Carbonífero al Pérmico Inferior expuesta en los cerros El Tule, noreste de Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29, 39-62.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Cuen-Romero, F.J., Montijo-González, A., Danzos, G., Rubio-Morales, M.G., Tenorio-Sevilla, R., Bourjac-de Anda, A., 2012, Braquiópodos inarticulados (Obolellida, Acrotretida, Paterinida y Lingulida) del Cámbrico Temprano y Medio del área de San José de Gracia, Sonora, México (resumen), Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, A.C., México, CD ROM.
- Burckhardt, C., 1930, Etude synthétique sur le Mésozoïque Mexicain: Mémoire de la Société Paléontologique Suisse, 49-50, 1-280.
- Burckhardt, C., Scalia, S., 1906, Géologie des environs de Zacatecas: 10th International Geological Congress, Mexico, excursion guidebook, 16, 26 p.
- Campa, M.F., Ramírez, J., Blome, D.C., 1982, La secuencia volcánica sedimentaria metamorfizada del Triásico (Ladiniano-Carbónico) de la región de Tumbiscatío, Michoacán (resumen), VI Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, México, Sociedad Geológica Mexicana, p. 48.
- Camprubi, A., 2013, Tectonic and Metallogenic History of Mexico: Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication 17, 201-243.
- Cantú-Chapa, A., 1969, Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 1, 71-72.
- Carrasco, C. M. L., 1980, Carta y provincias metalogenéticas del Estado de Durango, México: México, D.F., Consejo de Recursos Minerales, Publicación 22-E, 63 p.
- Carrasco-Centeno, M.L., 1993, Monografía geológico – minera del Estado de Durango: México, D.F., Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Publicación M-10 e, 203 p.
- Carrasco-Velázquez, B., 2004, Flujos piroclásticos subacuosos asociados con rocas sedimentarias del Cretácico Inferior: Boletín informativo de la Sociedad Geológica Mexicana, 24 (2), 244-245.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13 (1-2), 1-99.
- Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17 (5-6), 73-96.
- Carrillo-Bravo, J., 1982, Exploración petrolera de la Cuenca mesozoica del Centro de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 34 (1), 21-46.
- Carrillo-Martínez, M., 1971, Geología de la Hoja San José de Gracia, Sinaloa: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis, 154 p.
- Carrillo-Martínez, M., 1997, Resumen de la geología de la Hoja Zimapán, Estados de Hidalgo y Querétaro, escala 1:100000: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México, serie 1:100000, 1 mapa con texto.
- Carrillo-Martínez, M., 2000, Resumen de la geología de la Hoja Zimapán, Estados de Hidalgo y Querétaro, escala 1:100000: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México, serie 1:100000, 1 mapa con texto.
- Castro-Rodríguez, M.G., 2008, Monografía Geológico-Minera del Estado de Michoacán: México, D.F., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 216 p.
- Catuneanu, O., 2007, Principles of sequence stratigraphy: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, 375 p.
- CEN, 2010, Código Estratigráfico Norteamericano, por la Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, traducción al español hecha por: Ricardo Barragán, Emiliano Campos-Madrigal, Ismael Ferrusquía-Villafranca, Isabel López-Palomino y Gustavo Tolson: Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología, Boletín 117, 48 p.

- Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico; Constraints on terrane analysis and paleogeography, *en* Anderson, T.H., *et al.*, (eds.), *The Mojave Sonora Megashear hypothesis; Development, assessment and alternatives*: Geological Society of America, Special Paper 393, 233-258.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchet, J.P., Ortega-Gutiérrez, F., 1992, El Complejo metamórfico Tumbiscatio-Arteaga, Michoacán: Una secuencia oceánica marginal acrecionada (resumen), XI Convención Geológica Nacional: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, A.C., 55-57.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (2), 244-260.
- Centeno-García, E., Olvera-Carranza, K., Corona-Esquivel, R., Camprubí, A., Tritilla, J., Sánchez-Martínez, S., 2003, Depositional environment and paleogeographic distribution of the Jurassic-Cretaceous arc in the western and northern Guerrero Terrane, Mexico: *The Geological Society of America*, 99th Cordilleran Section Annual Meeting Abstracts with Programs, 35 (4), 76.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: *Geological Society of America*, Special Paper 436, 279-308.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: *Geological Society of America Bulletin*, 123 (9-10), 1776-1797.
- Chávez-Aguirre, J. M., 1968, Bosquejo geológico de la Sierra de Peñón Blanco, Zacatecas: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis, 78 p.
- Clark, J.M., Montellano, M., Hopson, J.A., Hernandez-R., R., Fastovsky, D.E., 1994, An Early or Middle Jurassic tetrapod assemblage from the La Boca formation, northeastern Mexico, *en* Fraser, N.C., and Sues, H.-D., (eds.), *In the Shadow of the Dinosaurs*: Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 294-302.
- Clemons, R.E., McLeroy, F.D., 1965, Hoja Torreón, Estados de Coahuila y Durango 13-R1(1), Serie de 1:100000, con resumen de la geología de la Hoja Torreón, Estados de Coahuila y Durango: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Cohen, K.K., Thomas, H.A., Schmidt, V.A., 1986, A paleomagnetic test of the proposed Mojave-Sonora megashear in northwestern Mexico: *Tectonophysics*, 131, 23-51.
- Coleman, R.G., Manning, C.E., Mortimer, N., Donato, M.M., Hill, L.B., 1988, Tectonic and regional metamorphic framework of the Klamath Mountains and adjacent Coast Ranges, California and Oregon, *en* Ernst, W.G., (ed.), *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*: Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 1061-1097.
- Córdoba-Méndez, A.D., 1964, Hoja Apizolaya 13R-1 (9), Geología de la Hoja Apizolaya con resumen, escala 1:100000: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie 1:100000 13R.1 (9) con texto.
- Córdoba, A.D., Silva-Mora, L., 1989, Marco geológico del área de Revolución – Puerta de Cabrera, Estado de Durango: *Revista del Instituto de Geología*, 8(2), 11-122.
- Cross, G.E., 2012, Evaporite deformation in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: Décollement kinematics in an evaporite-detached thin-skinned fold belt, Austin, Texas, U.S.A., *The University of Texas at Austin*, Ph Dissertation, 547 p.
- Cruz-Pérez, R., Ríos Vázquez, J.R., 1999, Carta geológica minera Guanaceví G13 C17, Durango, escala 1:50000: México, Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano.
- de Cserna, Z., 1970, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico, in *The West Texas Geological Society, The Geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt*, A symposium in honor of Ronald K. Ford: Held in Midland, November 4-6, 1970, Ken Seewald and Dan Sundeen Eds., 99-117.
- de Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Reinterpretation of isotopic age data from the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Tamaulipas y Reinterpretación tectónica el Esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Contestación: Revista del Instituto de Geología*, 2 (2), 212-215.
- De Sitter, L.U., 1976, *Geología Estructural*: Madrid España, Editorial Omega, cuarta edición, 520 p.
- Cuevas-Pérez, E., 1985, *Geologie des altered Mesozoikums in Zacatecas und San Luis Potosí, México*: Marburgo, Alemania, Universidad de Marburgo, tesis doctoral, 190 p.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Age trend of igneous activity in relation to metallogenesis in Southern Cordillera, *en* Dickinson, W.R., Payne, W.D., (eds.), *Relations to ore deposits in Southern Cordillera Arizona*: Tucson, Arizona, U.S.A. Geological Society Digest, Tucson, Arizona, 137-154.
- Dávila-Alcocer, V.M., Centeno-García, E., Meriggi, L., 2013, Caracterización y ambiente tectónico de las rocas máficas del Complejo El Chilar: evidencias de un prisma de acreción pre-Jurásico Tardío en el centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65 (1), 83-98.
- Davis, R.I., 1954, The geology and ore deposits of Santa Maria del Oro gold cooper district, Durango, Mexico: Ann Harbor, Michigan, U.S.A., University of Michigan, PH Dissertation, 246 p.
- Delevoryas, T., Srivastava, S.C., 1981, Jurassic plant from the Department of Francisco Morazán, central Honduras: Review of Paleobotany and Palynology, 34, 345-357.
- Díaz-Salgado, C., 2004, Caracterización tectónica y procedencia de la Formación Taray, Región de Pico de Teyra, Estado de Zacatecas: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 95 p.
- Dilek, Y.; Furnes, H., 2014, Ophiolites and their origins, *ELEMENTS*, 10, 93-100.
- Dooley, T., McClay, K., 1997, Analog modeling of pull-apart basins: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81 (11), 1804-1826.
- Donnelly, W.T., Horne, G.S., Finch, R.C., López-Ramos, E., 1990, Northern Central America; The Maya and Chortis blocks: *The Geological Society of America, The Geology of North America*, H, The Caribbean Region, 37-76.
- Eguiluz de Antuñano, S., 1989, La Cabalgadura de San Felipe, en el límite de los Estados de Durango y Chihuahua (memoria) en Tercer Simposio sobre Geología Regional de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 28-33.
- Eguiluz de Antuñano, S., 1997, The Nazas Formation in north-central, Mexico (poster), *en* 31st Annual South-Central, 50th annual Rocky Mountain, El Paso, Texas, U.S.A., March 20-21, *The Geological Society of America*, 29, 2, 8.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2000, Origen y evolución de una cuenca Triásico-Jurásica en el centro de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Estación Regional del Noroeste, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Cuarta reunión sobre la geología del noroeste de México y áreas adyacentes, Libro de resúmenes, Publicaciones ocasionales, 27-28.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2011, Estratigrafía y ambientes de depósito de la Formación Nazas en la cabalgadura de Atotonilco, Durango, México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio Dr. Zoltán de Cserna: Sesenta años geologizando en México, Libro de resúmenes, 33-44.
- Eguiluz de Antuñano, S., Campa-Uranga, M. F., 1982, Problemas tectónicos del Sector San Pedro del Gallo, en los estados de Chihuahua y Durango: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 34 (2), 5-42.
- Erben, H.K. 1956, Estratigrafía a lo largo de la carretera entre México, D. F., y las áreas de Huachinango-Necaxa, Pue., y Huayacocotla, Ver. Congreso geológico Internacional, Excursión C-8, Estratigrafía y paleontología del Jurásico Inferior y Medio marino de la región central de la Sierra Madre Oriental: México, Congreso Geológico Internacional, 9-30.

- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., Hernández, R.R., 2005, Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, *en* Anderson, T.H. et al., (eds.), The Mojave–Sonora megashear hypothesis: Development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 233-258.
- Fries, C., Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría: Boletín del Instituto de Geología, 73, 57-133.
- Gallo-Padilla, I., Gómez-Luna, M.E., Contreras, B., Cedillo, P.E., 1993, Hallazgos Paleontológicos del Triásico marino en la región central de México: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, 6, 1-9.
- Galloway, W.E., 1989, Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73, 125-142.
- Garduño, M.V.H., Corona, Ch.P., Israde, A.I., Mennella, L., Arreygue, E., Bigioggero, B., Chiesa, S., 1999, Carta Geológica de Michoacán, escala 1:250000: Morelia, Michoacán, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, 108 p.
- Garza, G.R., 1973, Modelo sedimentario del Albiano-Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 35 (7-9), 311-339.
- Gastil, G.R., 1993, Prebatholithic history of peninsular California: Geological Society of America, Special Paper 279, 145-156.
- Godínez-Urban, A.; Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M., 2012, Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Los Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico: Geosphere, 7 (1), 121-144.
- Gómez-Luna, M.E., Cedillo-Pardo, E., Contreras-y Montero, B., Gallo-Padilla, I., Martínez-Cortés, A., 1998, Un nuevo perfil del Landiniano-Cárnico Inferior con fauna de amonoides en la Ballena, Zacatecas, México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15 (1), 38-45.
- González-León, C., Stanley, G.D., Taylor, D.G., 2000, Ammonoid discoveries in the Antimonio Formation, Sonora, Mexico: New constraints on the Triassic-Jurassic boundary: Journal of South American Earth Sciences, 13, 491-497.
- González-León, C.M., Stanley, G.D. Jr., Gehrels, G.E., Centeno-García, E., 2005, New data on the lithostratigraphy, detrital zircon and Nd isotope provenance, and paleogeographic setting of the El Antimonio Group, Sonora, Mexico new data on the lithostratigraphy, detrital zircon and Nd isotope provenance, and paleogeographic setting of the El Antimonio Group, Sonora, Mexico: Geological Society of America Special Paper 393, 259-282.
- González-León, C.M., Lawton, T., Weber, R., 2011, El Triásico y el Jurásico Inferior de Sonora, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, Calmus Editor, Capítulo 4, 1-22.
- Gose, W.A., Swartz, D.K., 1977, Paleomagnetic results from Cretaceous sediments in Honduras – tectonic implications: Geology, 5, 505-508.
- Gose, W.A., Belcher, R., Scott, R., 1982, Paleomagnetic results northeastern Mexico: Evidence for large Mesozoic rotations: Geology, 10, 50-54.
- Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, B., Solari, L., 2012, U-Pb geochronological constraints on the Triassic-Jurassic Ayú Complex southern Mexico: derivation from the western margin of Pangea-A: Gondwana Research, DOI: 10.1016/j.gr.2012.03.004.
- Hoppe, M., Barboza-Gudiño, J.R., Schulz, H.M., 2002, Late Triassic submarine fan in Northwestern San Luis Potosí, Mexico–Lithology, facies and diagenesis: Neues Jahrbuch für Geologie and Paleontologie, 202, 705-724.
- Horne, G.S., Clark, G.S., Pushkar, P., 1976, Pre-Cretaceous rocks of northwestern Honduras basement terrain in Sierra de Omoa: American Association Petroleum Geologists Bulletin, 60, 566-583.
- Imlay, R.W., 1939, Paleogeographic studies in northeastern Sonora, Geological Society of America, Bulletin, 50, 1723-1744.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz, T., 1948, Stratigraphic relation of certain Jurassic formations in Eastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 32, 1750-1761.
- International Commission on Stratigraphy (ICS), 2014, International Chronostratigraphic Chart, version 2014/2, *disponible en* <www.stratigraphy.org>, *consultada en* 4 de abril, 2014.
- Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a Cordilleran magmatic arc, *en* Jaques-Ayala, C., *et al.*, (eds.), Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent Areas: Geological Society of America Special Paper 301, 179-190.
- Juárez, V., Arreola, V., 1933, Estudio de la zona minera de Indé y Santa María del Oro, Estado de Durango, Revista Industrial, 1 (1), 55.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A., Roldán-Quintana, J., Lee, J.W.K., 2006, Geochronology and Geochemistry of the Francisco Gneiss: Triassic continental rift tholeiites on the Mexican margin of Pangea metamorphosed and exhumed in a Tertiary core complex: International Geology Review, 48, 1-16.
- Keppie, J.D., Ramos-Arias, M.A., Nance, R.D., Lee, J.K.W., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., 2011, The late Paleozoic, median high-pressure belt of Acatlán Complex (southern Mexico)–Evidence for 35 MY subduction erosion/extrusion cycle of Cambro-Ordovician rifted passive margin rocks on the western margin Pangea, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio Dr. Zoltán de Cserna, México, D.F., Junio 14 – 15, Libro de resúmenes, 174-175.
- Lawton, T.F., 2012, Age of the Nazas Arc and implications for Arc-Gulf of Mexico tectonic relations (resumen): México, D.F. Convención Geológica Nacional 2012, Sociedad Geológica Mexicana, México, D.F. CD ROM.
- Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., 2014, U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, 126 (9-10), 1181-1199.
- Lazzeri, J.J., 1979, Stratigraphy and petrology of the Middle Jurassic La Joya Formation, Miquihuana, Aramberri-Mezquitlan: Delaware, U.S.A., University of Delaware, Department of Earth Sciences, thesis, 93 p.
- Leier-Engelhardt, P., 1993, Middle Paleozoic strata of the Sierra Las Pintas, northeastern Baja California Norte, Mexico: Geological Society of America, Special Paper 279, 23-42.
- López-Infanzón, M., 1986, Petrología y radiometría de rocas ígneas y metamórficas de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 38 (2), 59-96.
- López-Ramos, E., 1985, Geología de México, Tomo II, 3ª edición: México, D.F. CONACYT, 454 p.
- Main, F.H., 1948, Preliminary report mining district, Durango, Mexico: New York, U.S.A., Columbia University, Master Thesis, 180 p.
- Main, F.H., 1950, Structure and stratigraphy of the Inde-Cieneguillas district, Durango, México: Geological Society American Bulletin, 61 (12), 1483.
- Main, F.H., 1956, Structure and stratigraphy of the Inde-Cieneguillas district, Durango, México (resumen), XX Congreso Geológico Internacional: México, 86.
- Malpica, C.R., 1972, Rocas marinas del Paleozoico Tardío en el área de San José de Gracia, Sinaloa (resumen), II Convención Geológica Nacional: Mazatlán, Sinaloa, México., Sociedad Geológica Mexicana, 174-175.
- Maher, D.J., Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.H., 1991, Volcanic rocks at Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico: A new piece for the Jurassic-arc puzzle: Geological Society of America, Abstracts with Program, 23 (5), A133.
- Maldonado-Koerdell, M., 1953, Plantas del Rético-Liásico y otros fósiles triásicos de Honduras, C.A.: Ciencia (México), 11-12, 294-296.
- Martínez-Pérez, J., 1972, Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 24, 327-402.

- Martínez H.E., Ramírez A.E., 1996, Paleocronología de angiospermas de la flora mexicana durante el Mesozoico y Terciario. Algunas evidencias palinológicas: *Boletín Sociedad Botánica*, 58, 87-97.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane: *The Journal of Geology*, 119, 597-617.
- Martini, M., Fitz, E., Solari, L., Camprubi, A., Hudleston, P.J., Lawton, T.F., Tolson, G., Centeno-García, E., 2012, The Late Cretaceous fold-thrust belt in the Peña de Bernal–Tamazunchale area and its possible relationship to the accretion of the Guerrero Terrane, *en* Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S., (eds.), *The Southern Cordillera and Beyond*, Geological Society of America Field Guide, 25, 19-38.
- Mathalone, J.M.P., Montoya, R.M., 1995, Petroleum Geology of the Sub-Andean Basins of Peru, *en* Tankard A.J.R., Suárez S., Welsink, H.J., (eds.), *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., Memoir 62*, 423-444.
- Mayer-Rúl, F., 1967, Hoja Viesca 13R-1 (6), Geología de la Hoja Viesca con resumen, escala 1: 100000: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie 1:100000 13R-1 (6) con texto.
- Michalzik, D., 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary Geology*, 71, 243-259.
- Mendoza-Rosales, C.C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madrugal, E., Bernal, J.P., 2010, Barremian rift-related turbidites and alkaline volcanism in southern Mexico and their role in the opening of the Gulf of Mexico: *Earth and Planetary Science Letters* 295, 419-434.
- Mitchum, R.M. Jr., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, *en* Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma U.S.A. A, Memoir 26, 135-144.
- Mixon, R.B., Murray, G.E., Díaz, T.G., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 757-771.
- Morelos-García J.A., 1996, Geochemical evolution of southern Tampico – Misantla Basin, Mexico: oil-oil and oil source rock evaluation: University of Texas U.S.A., University of Texas at Dallas, Ph Dissertation, 316 p.
- Newberry, J.S., 1888, Rhaetic plants from Honduras: *American Journal of Science*, 36, 342-351.
- Ochoa-Camarillo, H.R., 1997, Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Hidalgo, México (resumen): Universidad Autónoma del estado de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Convención sobre la evolución geológica de México y sus recursos asociados 2, Pachuca, Hidalgo, México, Guía de las excursiones geológicas, 33-35.
- Ochoa-Carrillo, H., Buitrón-Sánchez, B.E., Silva-Pineda, A., 1999, Red-beds of the Huayacocotla anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico: *Geological Society of America, Special Paper 340*, 59-68.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca: *Revista del Instituto de Geología*, 2, 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, La evolución tectónica pre-misisípica del sur de México: *Revista del Instituto de Geología*, 5 (2), 140-157.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23, 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregón, M., Elías-Herrera, C., Martens, U., Morán-Icál, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., Torres de León, R., Schaaf, P., 2006, The Maya-Chortis boundary: a tectonostratigraphic approach, *disponible en* <http://www.geociencias.unam.mx/~solari/index_files/Ortega-Gutierrez,%20Chortis-Maya%20%20final.pdf>, *consultado en* abril 4, 2013.
- Pacheco, G.C., Castro-Moreno, R., Gómez G.M.A., 1982, Confluencia de terrenos estratotectónicos en Santa María del Oro, Durango, al oeste del Mar Mexicano: *Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención Nacional, Hotel Sheraton, México, D.F. Resúmen*, 44.
- Pantoja-Alor, J., 1963, Hoja San Pedro del Gallo, Estado de Durango, 13R-k(3), escala 1:100000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100000, mapa con texto al reverso.
- Pantoja-Alor, J., 1972, Datos geológicos y estratigráficos de la Formación Nazas (memoria), II Convención Nacional, Mazatlán, Sinaloa, *Sociedad Geológica Mexicana*, 25-31.
- Pindell, J., Dewey, J.P., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico region: *Tectonics*, 1, 179-211.
- Pindell, J., 2013, Origen of the Caribbean? Look toward the Pacific: *American Association of Petroleum Geologists, Explorer 34 (7)*, 44-48.
- Posaminter, H.W., Vail, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II.- sequence and systems tract models, *en* Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posaminter, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C., (eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, SEPM Special Publication 42, 125-154.
- Poole, F.G., Amaya-Martínez, R., Wayne, R.P., William, B.N., Charles, A.S., Roldan-Quintana, J., Herrera-Urbina, S., 2010, Age and depositional setting of deep-marine Ordovician Río Fuerte and San José de Gracia formations in northern Sinaloa, Mexico (abstract): remnants of the early Paleozoic Iapetus ocean: Denver, CO., U.S.A., *Geological Society of America Meeting Session Poster*.
- Reaser, D.F., Bacon, R.W., Enciso-De La Vega, S., 1989, Geology of Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico (Abstracts), *en* 28th International Geological Congress Washington, D. C. USA, *Geological Society of America*, 2,2-679.
- Reyes, Flores, R., Rodríguez, Cruz, T., 1991, Paleodrenes del Jurásico Inferior y Medio, Descubrimiento y potencial petrolero área: Pánuco – Cerro Azul: *Ingeniería Petrolera*, 31 (4), 33-43.
- Reyre, Y., 1970, Stereoscan observations on the pollen genus *Classopollis* Pflug 1953: *Palaeontology*, 13 (2), 303-322.
- Richie, A.W., Finch, R.C., 1985, Widespread Jurassic strata on the Chortis block of the Caribbean plate (abstract): *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 17, 700-701.
- Rogers, C.L., de Cserna, Z., van Vloten, R., Tavera-Amezcuca, E., Ojeda-Rivera, J., 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: *Boletín del Consejo de Recursos Naturales no Renovables* 56, 322 p.
- Román-Ramos, J.R., Lara-Rodríguez, R.J., Martínez-Mellado, A.G., Martínez-Pontvianne, E., Mena-Sánchez, E., Bernal-Vargas, L., 1998, El rol del Sistema Petrolero Huayacocotla en la reactivación exploratoria de la Cuenca Tampico-Misantla: México, *Petróleos Mexicanos, Informe técnico*, 1-6.
- Ross, I.M., Scotese, R.C., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, 155, 139-168.
- Rubio-Cisneros, I.I., Timothy, F.L., 2011, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension: *Geosphere*, 7, 159-170.
- Rueda, G.J., López, O.E., Dueñas, M.A., Rodríguez J.L., 1993, Los Anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla-El Alamar: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 43 (1), 1-33.
- Rueda, G.J., Brito-Arias, M., Guerrero-Muñoz, M., Valle-Reyes, A., Pliego-Vidal, E., 1997, Los Anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla; Tercera Parte. Palinoestratigrafía, petrología y paleogeografía del Allogrupo Los San Pedros: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 46 (1), 1-71.

- Russell, R.W., 1924, Preliminary, report on the Inde mining district, Geological Survey of North America, 1, 1.
- Salvador, A., Westermann, G.E.G., Oloritz, F., Gordon, M. B., Gursky, H. J., 2005, 5 Meso America, *en* Westermann, G.E.G. (ed.), The Jurassic of Circum-Pacific, World and regional Geology: Cambridge University Press, published by Cambridge University Press New York, U.S.A., 93-121.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutiérrez, F., Köhler, H., 2002, The Chiapas Massif (Mexico), revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 225 (1), 1-23.
- Schmitt, A.K., Martin, A., Weber, D.B., Stockli, F., Zou, H., Chuan-Chou, S., 2013, Oceanic magmatism in sedimentary basins of the northern Gulf of California rift: *Geological Society of America Bulletin*, 125 (11), 1833-1850.
- Servicio Geológico Mexicano, 2014, GeoInfoMex, El Banco de Datos del SGM, *disponible en* <<http://mapasims.sgm.gob.mx/GeoInfoMexDB/>>, *consultado en* 4 de abril, 2014.
- Silva-Pineda, A., Buitrón-Sánchez, B.E., 1999, Mesozoic redbed floras in east-central Mexico and their stratigraphic relationships with marine beds: *Geological Society of America, Special paper*, 151-160.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C.C., 1993, El papel de la secuencia marina triásica en la evolución jurásica del norte de México, *en* Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P., Centeno-García, E., Gómez-Caballero, A., (eds.), First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference; Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 139-143.
- Singh, C., 1964, Microflora of the Lower Cretaceous Mannville Group, east-central Alberta: *Research Council Alberta, Bulletin*, 15, 238 p.
- Sloss, L.L., 1963, Sequence in the cratonic interior of North America: *Geological Society of America Bulletin*, 74, 93-114.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C., 1949, Integrated facies analysis, *en* Longwell, C.R. (ed.), *Sedimentary Facies in Geologic History*: Geological Society of America Memoir, 39, 91-124.
- Stanley, G.D., González-León, C., 1997, New Late Triassic scleractinian corals from the Antimonio Formation, northwestern Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 202-207.
- Stanley, G.D., González-León, C.M., 2000, Lower Jurassic reefal limestone discovered in the Sierra de Santa Rosa Formation, northwestern Sonora (resumen), Universidad Nacional Autónoma de México, Estación Regional del Noroeste, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Cuarta reunión sobre la geología del noroeste de México y áreas adyacentes, Editores Thierry Calmus y Efrén Pérez Segura, Publicaciones ocasionales, 125-126.
- Stern, R.J., Dickinson, W.R., 2010, The Gulf of Mexico is a Jurassic Backarc basin: *Geosphere*; 6 (6), 739-754.
- Suter, M., 1990, Hoja Tamazunchale 14Q-e (5), Estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Carta Geológica de México, escala 1:100000, Serie 1:100000, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, texto 55 p.
- 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.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freyrier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier-De Lepinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortíz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, 230, 49-73.
- Taylor, C.N., Rector, R.R., Carollo, G.F., Colchagoff, B.C., Gastill, R.G., 1991, How does the paleogeography of Paleozoic Mexico related to western United States?, *en* Coper, J.D., Stevens, C.H. (eds.), *Paleozoic paleogeography of the western United States: Pacific Sections SEPM*, 67, 829-838.
- Taylor, T.N., Taylor, E.L., Krings, M. 2009, *Paleobotany. The biology and evolution of fossil plants*, 2nd ed.: New York, Elsevier/Academic Press, 1299 p.
- Toro-Alva, J., 2007, Enregistrement des surrections liées aux accrétions de terrains océaniques: Les sédiments Crétacé-Paléocène des Andes D'Equateur, *Géologie Alpine*, Edité par le laboratoire de géodynamique des chaînes alpines, *Memoir*, 47, 235 p.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Thompson III, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, *en* Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*: Tulsa, Oklahoma, U.S.A., American Association of Petroleum Geologists, 63-81.
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., Vidal-Solano, J.R., 2011, Metamorphism and deformation in the El Fuerte region: their role in the tectonic evolution of NW Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28 (1), 10-23.
- Villar-Roldán, L., 1910, Estudio geológico minero de la Sierra del Oro, Durango: *Boletín Sociedad Geológica Mexicana* 7, 125-135.
- Webster, D.G., Delattre, P.M., 1993, Permian and Lower Triassic stratigraphy along the 30th parallel eastern Baja California Norte, Mexico, the prebatholithic stratigraphy of Peninsular California: *Geological Society of America, Special Paper* 279, 77-90.
- Wilson, J.L., 1987, Late Paleozoic – Early Mesozoic rifting in northern and Eastern Mexico: Controls of subsequent platform development: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, *Permian Basin Guidebook* Pub 88 (28), 91-96.
- Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M., Schaaf, P., 2005, A Late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the Southern Maya terrane: U-Pb zircon 64 ages from the Chiapas massif, Southeastern México: *International Geology Review*, 47, 509-529.
- Yañez, P., Ruíz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, E.G., 1991, Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North America tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817-828.
- Zaldivar, R.J., Garduño, M.V.F., 1984, Estudio estratigráfico y estructural de las rocas del Paleozoico Superior de Santa María del Oro, Dgo., y sus implicaciones tectónicas (resumen), *en* VII Convención Geológica Nacional: México, D.F. Sociedad Geológica Mexicana, A.C., 37-38.
- Zavala-Monsiváis, A., Barboza-Gudiño, J.R., Velasco-Tapia, F., García-Arreola, M.E., 2012, Edad y correlación de la sucesión volcánica Jurásica expuesta al poniente de Charcas, San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64 (3), 277-293.

Manuscrito recibido: Mayo 15, 2013.

Manuscrito corregido recibido: Abril 12, 2014.

Manuscrito aceptado: Abril 20, 2014.