

# ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTES DE DEPÓSITO DE CAPAS CONTINENTALES DEL JURÁSICO EN LA SIERRA DE ATOTONILCO, DURANGO, MÉXICO.

Samuel Eguiluz y de Antuñano

## RESUMEN

Este trabajo describe las características litológicas de rocas sedimentarias continentales del Jurásico, con vulcanismo asociado, y ofrece una interpretación de los sub-ambientes de su depósito. Esta sucesión aflora en la Sierra de Atotonilco, Durango, y consiste de más de 400 metros de espesor de rocas sedimentarias con derrames de lava intercalados y el conjunto de capas continentales subyacen a estratos marinos de la Formación La Gloria (Jurásico Superior). Las estructuras primarias en siliciclastos continentales identifican varias litofacies (abanico y llanura aluvial, canales de depósito fluvial, laguna e isla de barrera). Se analizan las relaciones estratigráficas en la sucesión expuesta y se presenta un conflicto nomenclónico con la nomenclatura estratigráfica empleada tradicionalmente para las capas continentales, que han sido referidas impropriamente como Formación Nazas, ya que en la Sierra de Atotonilco, existe una transición sedimentaria entre la facies continental y la facies marina y no se observa discordancia angular alguna entre ellas, aparte de no tener discordancia angular entre sí. Las capas continentales pueden ser separadas en una unidad superior correlacionable con la Formación La Joya y la parte media e inferior sin nombre asignado aun, pero posiblemente correlacionable en edad con la Formación Cahuascal. Las sucesiones estratigráficas que se describen en este trabajo tienen transporte tectónico total, de cobertura (thin skin), sin

Rinconada Precolombina  
Bonampak  
103, Coyoacán, CP 04700,  
seguiluz662@gmail.com

raíz estructural conocida, lo cual complica hacer reconstrucciones paleogeográficas apropiadas. La deformación de edad Laramide corresponde al extremo noroeste del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental.

Palabras clave: Formaciones Nazas-Joya, capas rojas jurásicas, Durango, México.

ABSTRACT

This paper describes the lithology and depositional environment of the Jurassic continental sedimentary rocks that crop out in the Atotonilco Range, in the state of Durango, México. The continental succession consists of more than 400 meters thick sedimentary rocks and associated volcanic lava flows. This continental succession underlies marine facies of the La Gloria Formation (Upper Jurassic). Sedimentology and primary structures in the continental siliciclastic succession suggest several lithofacies, that likely correspond to several continental environments (fan and alluvial plain, river channels, lagoon, and barrier island). The stratigraphic section of red beds in the Atotonilco Range do not correspond with the mnemonic correlations established previously in the north of México, and this paper, is discuss the conflict with the stratigraphic nomenclature used traditionally for continental red beds, which have been referred improperly to as Nazas Formation. In the Atotonilco Range there is a transition between the continental and the marine environment, the La Gloria Formation is Upper Jurassic in age, but the red beds are not dated yet. The top of continental facies shows a paraconformity (not angular), that could separate the red beds in two parts, the top assigned to La Joya Formation, but the middle and bottom have not

stratigraphic name, and may be assigned correlative to the Cahuwasas Formation. Stratigraphic succesions described in this paper have full tectonic transport, thin-skinned type, without known structural root, which complicates making appropriate paleogeographic reconstructions. The Atotonilco Range correspond to the northwest edge of the fold and thrust belt of the Sierra Madre Oriental, assigned to the Laramide age deformation.

Key words: Nazas-Joya formations, Jurassic red beds, Durango, Mexico.

#### INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo consiste en describir los ambientes de depósito de una sucesión, mayormente sedimentaria de siliciclastos, con intercalación de derrames volcánicos, que no presentan metamorfismo y pasa en transición, sin discordancia angular, hacia otra sucesión de sedimentos de ambiente marino, con fósiles del Jurásico Superior. La relación estratigráfica de esta sucesión es importante para considerar su correlación estratigráfica y nomenclatura apropiada. Adicionalmente se interpreta la deformación en el área de este trabajo, cuya descripción precisa es necesaria para hacer reconstrucciones paleogeográficas objetivas. Las sucesiones estratigráficas que se detallan afloran en la Sierra de Atotonilco, que se ubica

entre las coordenadas geográficas 26°05' a 26°10' norte y 104°35' a 104°40' oeste, en la zona limítrofe entre los estados de Durango y Chihuahua, a 150 km al noroeste de la ciudad de Torreón, Coahuila (Figura 1). La Sierra de Atotonilco forma parte de las estructuras que se localizan en la terminación noroccidental del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, en el sector denominado San Pedro del Gallo (Eguiluz et al., 2000) y se encuentra en el límite de los terrenos Oaxaquia y Central o Parral (Centeno et al., 2008).

La estratigrafía regional fue inicialmente descrita por Burckhardt (1930) en el poblado de San Pedro del Gallo, Durango, quien consideró una edad Dogger (Jurásico medio) para las capas rojas continentales más antiguas,

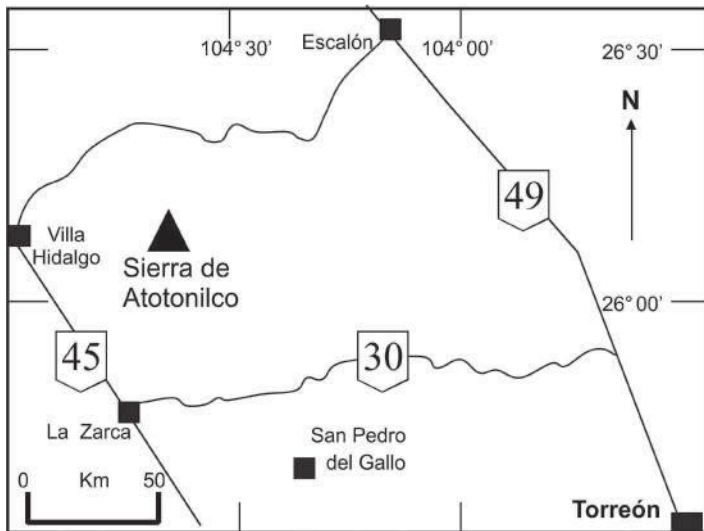


Figura 1. Mapa de localización de la Sierra de Atotonilco.

cubiertas por una sucesión de arenisca de cuarzo y en su cima carbonatos con *Nerinea* sp., asignada al Oxfordiano inferior. Esta última, a su vez, está cubierta por capas de arenisca con *Perisphinctes ellizabetiformis*, entre otros géneros, que dan a los estratos una certidumbre de edad Oxfordiano superior. Imlay et al. (1948) incluyeron a todas las facies continentales pre-oxfordianas como Formación Huizachal. Mixon et al. (1959) definieron a esta formación como Grupo Huizachal. Tanto la definición, como la redefinición de la unidad Huizachal soslayaron el vulcanismo presente en estas rocas. Adicionalmente, Mixon et al. (1959) introdujeron las formaciones La Boca y Joya en ese grupo, pero la posición estratigráfica y correlación de la Formación La Boca fue inapropiada, lo cual ha generado confusión

que ha prevalecido por mucho tiempo (Eguiluz et al. 2014). En San Pedro el Gallo y Villa Juárez, Durango, Pantoja-Alor (1963, 1972) segregó de la redefinición de Huizachal a la sucesión continental con vulcanismo, para darle el nombre de Formación Nazas, con edad isotópica obtenida por el método Larsen de  $230 \pm 20$  Ma (Triásico medio), para una ignimbrita situada en la base de la sección, Durango. Bartolini (1997), por el método  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ , obtuvo de estas rocas una edad absoluta de  $195.3 \pm 5.5$ . Lawton y Molina (2014) mediante circones detríticos calculan una edad para la Formación Nazas que comprende desde 180 a  $168 \pm 2$  Ma. La presencia de rocas vulcano-sedimentarias de esta edad en otras partes de México apoya la idea del emplazamiento de un arco volcánico

continental Jurásico y no Triásico. La Formación Cahuadas es un depósito de capas rojas continentales, por su posición estratigráfica posiblemente es Jurásico medio y no obstante que presenta vulcanismo asociado, éste puede relacionarse con el inicio de una etapa rift. Lo expuesto en párrafos anteriores se puede sintetizar indicando que hay cuatro sucesiones continentales: Una sucesión del Triásico Superior (Formación Alamar), una secuencia del Jurásico Inferior con vulcanismo (Arco Nazas), con sus contactos estratigráficos, inferior y superior, por discordancias angulares. Una tercera sucesión de capas continentales con vulcanismo poco documentado (Formación Cahuadas) y la cuarta sucesión es una facies transgresiva, formada por clastos derivados de las capas rojas anteriores, lo cual da su aspecto rojizo (Formación La Joya).

La estratigrafía de la Sierra de Atotonilco fue descrita por Eguiluz-de Antuñano (1997), basado en informes inéditos de Petróleos Mexicanos (Eguiluz-de Antuñano, 1976). La evolución estratigráfica y estructural de la región ha sido descrita por Eguiluz-de Antuñano y Campa (1982), Araujo et al. (1986), Eguiluz-de Antuñano (1989) y Aranda-García (1991).

## DESCRIPCIÓN ESTRATIGRÁFICA

La sección estratigráfica de la Sierra de Atotonilco (Figura 2) se ubica a 2 km al oeste del rancho Bella Vista, Durango, y consiste de cinco miembros:

La unidad inferior (A) tiene 128 m de espesor, está formada por arcosa feldespática de grano fino a grano medio, de color rojo oscuro producido por óxidos de hierro (hematita), en estratos de espesor rítmico que varía de 5 a 20 cm. La estratificación paralela es la estructura sedimentaria más común, internamente las

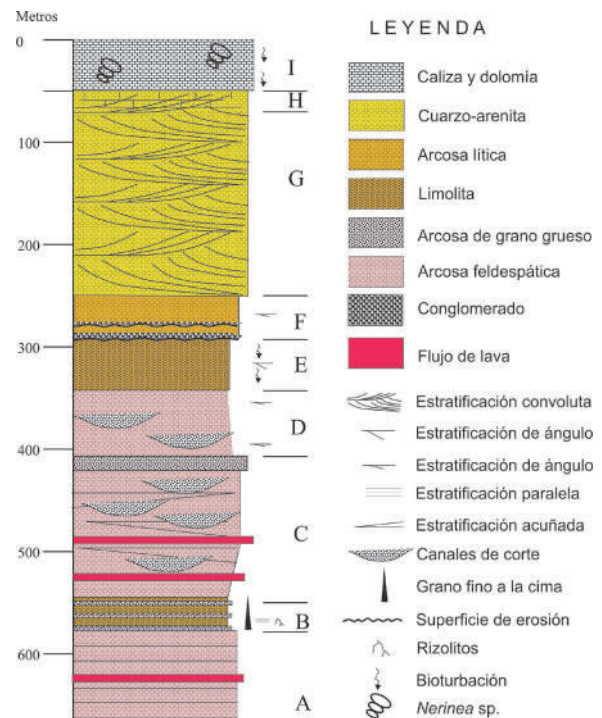


Figura 2. Sección estratigráfica de las capas continentales y la Formación La Gloria en la Sierra de Atotonilco. Descripciones en el texto.

capas tienen laminación fina a muy fina, paralela entre sí. Esta unidad contiene derrames de lava, roca constituida por cuarzo, feldespato y minerales de hierro. La unidad B tiene 43 m de espesor; está compuesta por limolita y arcosa feldespática de grano fino a medio, constituida por cuarzo, plagioclasa sódica, moscovita y fragmentos líticos volcánicos, todo el conjunto cementado por sílice. Los estratos tienen de 5 a 10 cm de espesor, con estratificación laminar, agrupados en cuerpos de 5 a 10 m de espesor que forman ciclos, en los que el grano de mayor tamaño predomina en la base y el grano fino hacia la cima. El característico color rojizo se debe a minerales de hierro. Unas formas cónicas, que son características de esta unidad, se considera que son rizolitos, sin poder confirmarlo. Los límites superior e inferior de la unidad B están en transición rápida y concordante. La unidad C tiene 104 m de espesor, está compuesta de una litología heterogénea formada por arcosa feldespática, de grano medio, en estratos de 30 a 40 cm de espesor, interrumpidos por estructuras de corte y relleno, que alojan conglomerado, éste se compone de clastos volcánicos, esquisto y de arenisca re-trabajada, los clastos son redondeados a sub-redondeados

y están grano-soportados, dispuestos con imbricamiento parcial, con su ángulo de depósito indicativo de la dirección y sentido de la corriente, lo que denota un transporte e hidrodinámica de corriente variable y más intensa respecto a la que presentan las unidades A y B. En el conglomerado el tamaño de grano disminuye hacia la cima y pasa a arenisca y a limolita (Figura 3). Las capas de arenisca de esta unidad C son de grano fino a grano grueso, discontinuas y lateralmente se acuñan. La limolita tiene laminación cruzada de ángulo bajo y se entrecruza con



Figura 3. Estratos paralelos de arcosa de grano medio a fino, lateralmente discontinuos con limolita y lutita, en capas delgadas a medias, sobreyacen a conglomerado policimático, con clastos parcialmente imbricados, redondeados, como relleno de canal.

direcciones de acomodo opuestas. Esta unidad se distingue además por tener un contenido mayor de capas volcánicas de andesita o dacita, con fenocristales de plagioclasa en mesostásis con una matriz afanítica de color gris. La unidad D tiene 87 m de espesor, está formada por arcosa feldespática de grano medio a grueso, en estratos de 20 a 35 cm de espesor y se intercalan estructuras lenticulares rellenas por conglomerado, con matriz de arenisca de grano fino. Es común la presencia de diastratificación de ángulo bajo, pero no es obvia a primera vista. Su color rojo oscuro se debe a la oxidación del hierro. El rasgo principal de este miembro son los cambios bruscos de granulometría y el mayor espesor de sus capas. La unidad E tiene 58 m de espesor, está compuesta por limolita con intercalaciones de cuarzo-arenita blanca de grano grueso y arcosa feldespática de grano fino. Los principales componentes son granos de cuarzo, feldespato sódico, moscovita y zircón, los cuales están cementados fuertemente por sílice, que les da dureza. Las capas varían de 15 a 40 cm de espesor y presentan estratificación laminar cruzada convoluta, con ángulo medio a alto, presenta barrenos de organismos bentónicos. La unidad F se integra

en la base por conglomerado con capas de arcosa lítica intercalada, su espesor varía de 0.50 m a 1.5 m y se repiten dos intervalos cíclicos. El conglomerado está formado por fragmentos de arenisca y roca volcánica, bien redondeados, soportado por matriz de arcosa lítica, fuertemente cementado por sílice. Las capas de conglomerado pasan hacia la cima a arenisca de cuarzo, de grano grueso a medio, con estratificación cruzada bidireccional y además convoluta, en estratos de espesor delgado y el conjunto tiene un espesor no mayor a 20 m. El contacto inferior de esta unidad tiene un par de superficies de corte, por erosión, en donde se aloja el conglomerado y este, es concordante con la cima de la unidad E, por lo que no se observa discordancia angular. La unidad G constituye la base de la Formación La Gloria, ésta contiene clastos de conglomerado de cuarcita con 5 cm de diámetro en promedio, intercalados entre estratos de arenisca de cuarzo de grano bien seleccionado y redondeado. Las capas superiores tienen estratificación laminar convoluta, muy constante y fácilmente observable, pero esta característica da la impresión errónea de estar en discordancia angular con la unidad F. La unidad G está compuesta por 225 m de

espesor de una sucesión homogénea de capas de cuarzo-arenita (Q93F5L2), de grano medio bien redondeado, de color blanquecino, con estratificación cruzada convoluta de ángulo alto (Figura 4) y bien cementada por sílice. La cima de la unidad G cambia gradualmente a una arenisca con bioturbación abundante de la unidad H, cementada en su base por sílice, pero paulatinamente hacia la cima está cementada por carbonato de calcio. La unidad I es una sección incompleta de 52 m de espesor, compuesta por caliza y dolomía de color gris. Sus componentes son grainstone oolítico, grapestone y carpetas de algas, fragmentos

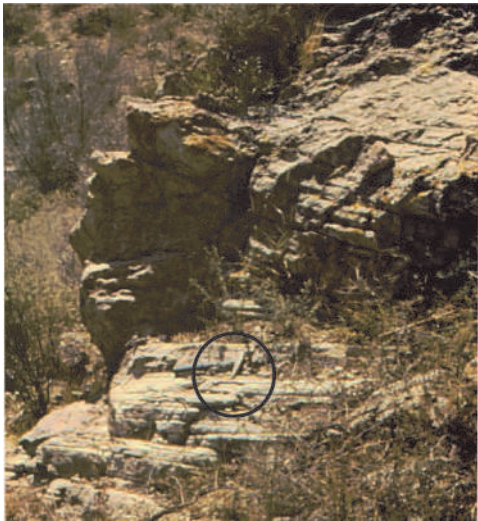


Figura 4. Unidad G de la Formación La Gloria, constituida por capas de cuarzo-arenita de grano medio, bien seleccionada, con estratificación laminar, cruzada convoluta. Escala un martillo de 30 cm en el círculo.

de corales y abundante *Nerinea* sp. Presenta capas de wackestone bioclástico y dolomías con abundante horadación de organismos bentónicos, como estructuras primarias tiene estratificación cruzada en la textura grainstone y capas de espesor grueso lateralmente continuas, lo que indica en su conjunto facies marinas típicas de un ambiente de alta energía. Algunas capas delgadas de arenisca aún están presentes en la base de este miembro, pero desaparecen hacia la parte media y la cima. En general, los estratos varían de 30 a 80 cm de espesor.

La relación estratigráfica inferior de las capas rojas continentales pre-oxfordianas se presenta por falla sub-horizontal, que las coloca en contacto con lutita y arenisca de la Formación Indidura, la que contiene los foraminíferos *Heteroelix* sp., *Hedbergella amabilis*, *H. planispira*, *Rotalipora* sp. y *Calciesphaerula* sp., que confirman una edad del Cenomaniano o más joven, con un espesor delgado y a su vez descansa concordantemente sobre calizas tipo wackestone de bioclastos, miliólidos y rudistas del Cretácico, asignada a la Formación "Aurora", con la que las facies continentales descritas anteriormente también están en contacto tectónico. El contacto superior de las facies



continentales es un cambio transicional hacia un ambiente marino (Formación La Gloria), no se observa discordancia angular entre ambas facies, tampoco se observa metamorfismo de pizarra o filita en estas rocas, por lo que este hecho contrasta con la descripción de la Formación Nazas descrita en trabajos anteriores (Pantoja-Alor, 1963, 1972; Bartolini, 1997).

#### DESCRIPCIÓN ESTRUCTURAL

Como se detalló en el capítulo anterior, las capas rojas continentales y los sedimentos marinos del Jurásico, descansan sobre rocas sedimentarias pelíticas del Cretácico Superior y carbonatos de ambiente lagunar del Albiano. El mapa geológico (Figura 5), una panorámica de la Sierra de Atotonilco (Figura 6) y un corte estructural (Figura 7), muestran una estructura compleja, angosta y alargada, con su eje estructural orientado noroeste - sureste, donde las capas se inclinan con  $20^\circ$  a  $30^\circ$  al noreste y forman el flanco de una estructura, con recostamiento aparente al suroeste, aunque cabe señalar que la vergencia regional de los pliegues denota un transporte tectónico del suroeste al noreste (Eguiluz y Campa, 1982; Eguiluz-de Antuñano, 1989; Aranda-García,

1991). La sección estructural (Figura 6) muestra la aloctonía total de las capas continentales y marinas del Jurásico de manera irrefutable, por lo tanto, alcanzan un acortamiento de 50% o mayor (Aranda-García, 1991; Eguiluz-de Antuñano et al., 2000). El contacto inferior de la Formación La Gloria también descansa por falla inversa sobre rocas más jóvenes, mediante un plano subhorizontal de cabalgadura que es doblemente emergente al noreste y al suroeste. En conjunto, las capas continentales y la Formación La Gloria, ambas de edad Jurásico, en el flanco noreste de la Sierra de Atotonilco, constituyen una isla estructural (klippe), con despegue en la parte inferior de las capas continentales y de las capas marinas del Jurásico (Figura 5). Próximos a la Sierra de Atotonilco se han perforado dos pozos, Bermejillo 1 y Zarca 1, sus penetraciones llegaron a 6,139 m y 5,922 m de profundidad respectivamente. En ambos casos se encontró que las rocas del Jurásico Superior están sobrepuestas por transporte tectónico sobre rocas del Cretácico Superior (Figura 8). Más profundo, subyacen al Cretácico Superior rocas del Albiano, en facies de ambiente lagunar, con evaporitas, las que descansan sobre un basamento metamórfico, sin penetrar rocas sedimentarias marinas del

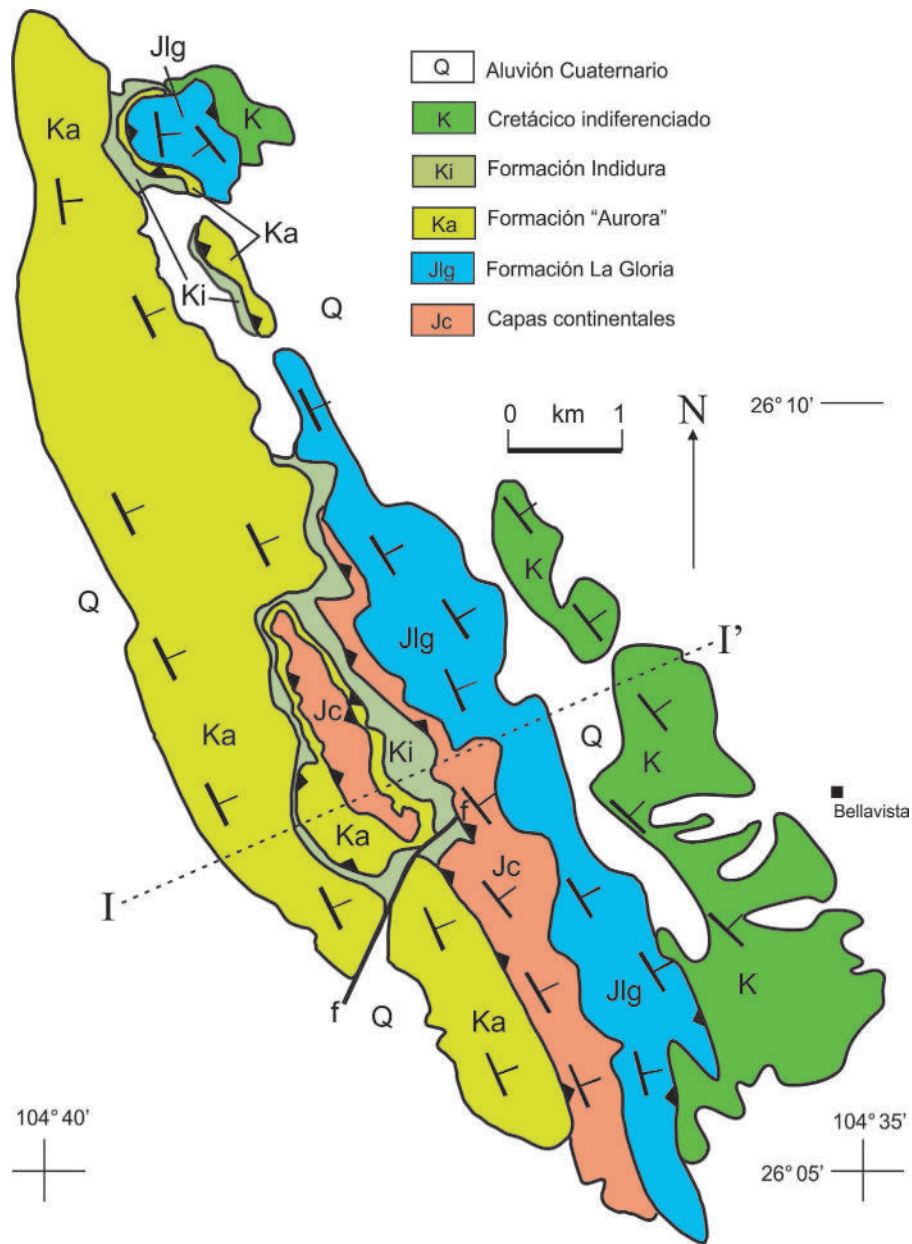


Figura 5. Mapa geológico de la Sierra de Atotonilco que muestra la aloctonía estructural total de las capas continentales y la Formación La Gloria del Jurásico, sobre las Formaciones "Aurora" e Indidura del Cretácico.

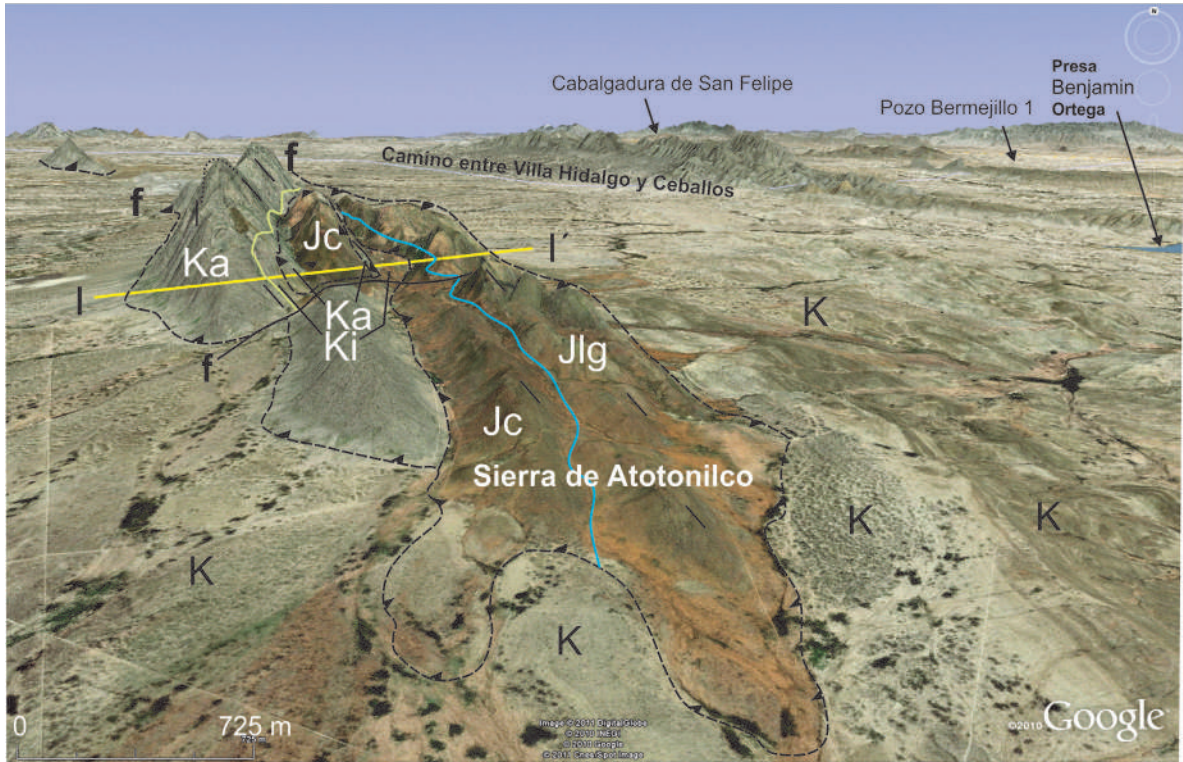


Figura 6. Vista panorámica hacia el nor-noreste de la Sierra de Atotonilco. Se observa el contraste de coloración de capas de carbonatos de las formaciones “Aurora” (Ka) e Indidura (Ki) y las capas rojizas y ocre del Jurásico continental (Jc) y la Formación La Gloria del Jurásico (Jlg), con total aloctonía marcada por un contacto de falla sub-horizontal. Cretácico indiferenciado (K). Al fondo se encuentra la sierra de San Felipe como un complejo estructural alóctono (Eguiluz-de Antuñano, 1989). La simbología se explica del mapa geológico. Imagen tomada de Google Earth.

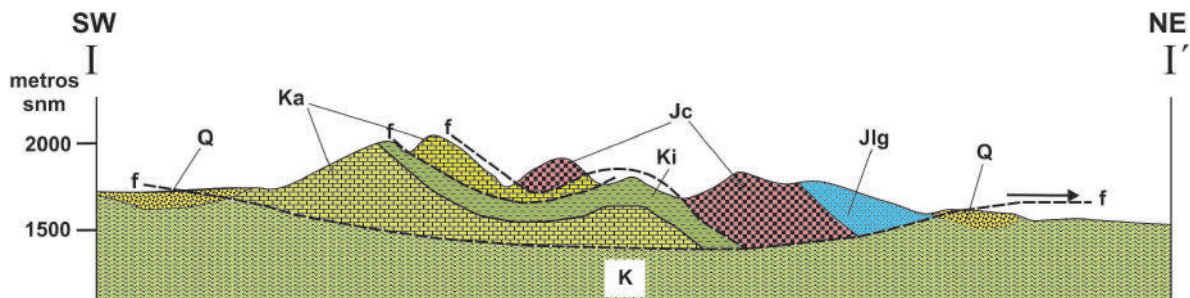


Figura 7. Sección estructural de la Sierra de Atotonilco. La simbología se describe en el mapa geológico.

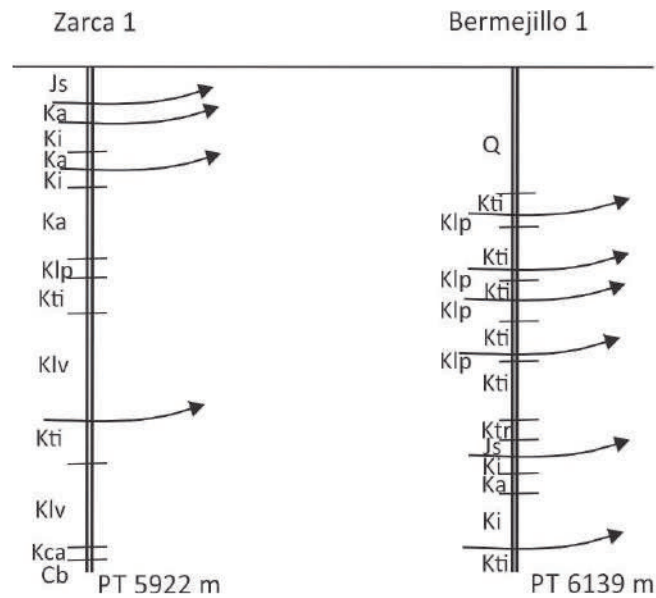


Figura 8. Numerosas repeticiones estratigráficas se encontraron al perforar los pozos Zarca 1 y Bermejillo 1. El primer pozo inició en la Formación La Casita (Js) y por falla se sobrepone a la Formación "Aurora" (Ka), ésta a su vez cabalga a la Formación Indidura (Ki) y se repite la sucesión. Las sucesión estratigráfica normal de la más joven a la más antigua corresponde a las formaciones "Aurora" (Ka), La Peña (Klp), Tamaulipas Inferior (Kti) y La Virgen (Klv) y por falla estas unidades sobreyacen a Tamaulipas Inferior, La Virgen, Carbonera (Kca) y un complejo basal (Cb) de edad incierta, con profundidad total de penetración a 5,922 m. El segundo pozo cortó más de 1,000 de aluvión (Q) y a la Formación Tamaulipas Inferior. Por deformación estructural se repitió tres veces la sucesión de las formaciones La Peña (Klp) y Tamaulipas Inferior (Kti). Una escama estructural compuesta por las formaciones La Peña, Tamaulipas Inferior, Taraises (Ktr) y La Casita (Js), sobreyace al Cretácico Superior Indidura (Ki), "Aurora" y Tamaulipas Inferior, con profundidad total de penetración a 6,139 m.

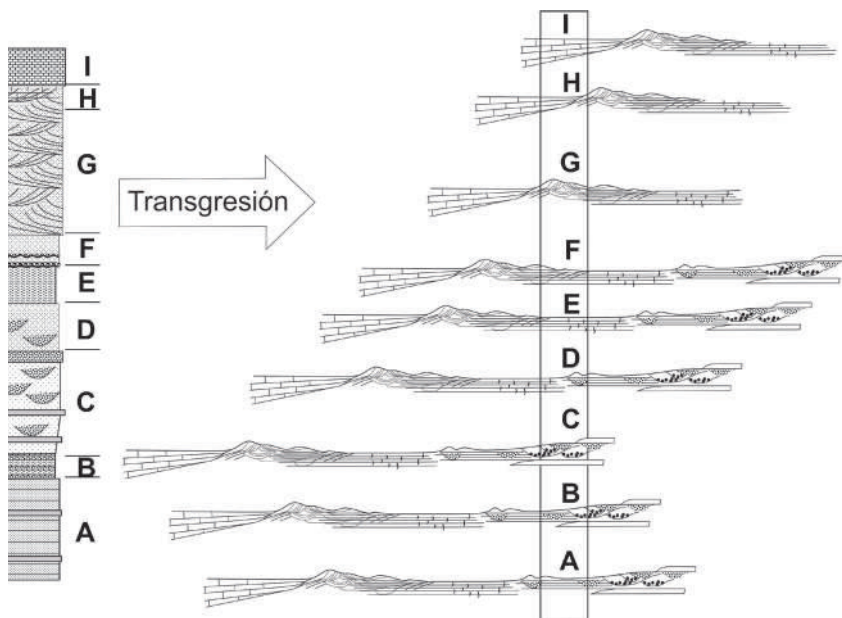


Figura 9. Modelo de depósito de acuerdo con la Ley de Walther (1894) para las capas continentales y su transición hacia la Formación La Gloria, ambas del Jurásico. Planicie aluvial con vulcanismo asociado (A), barras laterales de acreción (B), canales distributarios con vulcanismo intermitente (C) y barras fluviales (D) con posibles meandros, transición entre ambiente fluvial a lagunar en llanura de acarreo "washover" (E), depósitos de playa o intermarea (F), depósitos eólicos de isla de barrera (G), transición de barra a intermarea (H), ambiente de submarea en plataforma carbonatada (I).

Aptiano o más antiguas in situ.

#### DISCUSIÓN

Imlay et al. (1948) incluyeron a todas las capas continentales pre-Jurásico Superior bajo el mnemónico Huizachal. Mixon et al., (1959) separaron en dos unidades a las capas continentales descritas por Imlay et al (1948) en el Valle de Huizachal. La unidad más joven fue nombrada Formación La Joya y la unidad más antigua, compuesta por rocas sedimentarias y volcánicas continentales, inapropiadamente la designaron como Formación La Boca para su correlación con rocas sedimentarias continentales más antiguas que afloran en los cañones de La Boca y Novillo (Formación La Boca). Esta correlación inadecuada ha creado en la nemónica estratigráfica un paradigma por mucho tiempo (Rueda et al. 1993, 1997; Fastovsky et al. 2005; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011). La revisión de la nomenclatura estratigráfica de las capas continentales pre-oxfordianas es un tema polémico, descrito ampliamente por Eguiluz-de Antuñano et al. (2014). En síntesis existen cuatro sucesiones de capas continentales entre el Triásico Superior y el Jurásico, separadas por discordancias. La unidad más antigua (Triásico Superior)

corresponde a la originalmente llamada Formación La Boca, en el cañón del mismo nombre y actualmente nominada El Alamar. A estas formaciones les sucede un depósito volcano-sedimentario (formaciones Nazas y Huizachal), que subyace en discordancia angular a unidades continentales más jóvenes, no siempre presentes, de las formaciones Cahuasas y La Joya. La Formación Cahuasas tiene vulcanismo asociado a su depósito, pero este vulcanismo es excluyente del evento magmático precedente, posiblemente asociado con la apertura rift del Golfo de México, tampoco presenta la deformación observada en las sucesiones anteriores, en ocasiones subyace con discordancia paralela a rocas más jóvenes (Formación Tepexic), mientras que en otras ocasiones esa relación es con discordancia angular. Las capas continentales más jóvenes (Formación La Joya) descansan sobre una superficie de erosión y están en discordancia angular sobre rocas más antiguas, pero su contacto superior pasa en transición, de un ambiente continental a un ambiente marino del Jurásico Superior. Este depósito se correlaciona con la Formación Tepexic.

La sección estratigráfica de la Sierra de

Atotonilco muestra que hay capas continentales vinculadas a derrames volcánicos, que pasan en concordancia estratigráfica y transición, hacia facies marinas someras de la Formación La Gloria, que siguen el modelo de transgresión clásico de la Ley de Walther (1894), modelo que está formado por franjas paralelas de sedimentación en el que puede acomodarse facies de ambiente continental sobrepuesto por facies de ambiente marino, representado en una columna geológica. Cada sub-ambiente nuevo de depósito se sobrepone a otro más antiguo, denotando este acomodo en la Sierra de Atotonilco una transgresión (Figura 9), mientras que el orden inverso de acomodo representaría una regresión.

En la columna estratigráfica expuesta en la Sierra de Atotonilco se interpretan varios sub-ambientes. La unidad A, formada por arcosa feldespática de grano fino, laminar, en estratos uniformes y paralelos, fue depositada en condiciones de energía baja y asociada a un relieve relativamente plano, con minerales de oxidación, lo que puede corresponder a un ambiente de planicie aluvial (Miall, 1978), con vulcanismo asociado. La unidad B está formada por limolita y arcosa feldespática de grano fino a medio, con laminación paralela, en

estratos delgados agrupados en cuerpos que forman ciclos litológicos contrastantes, con el grano de mayor tamaño en la base y el grano fino hacia la cima, con huellas de posibles rizolitos que sugieren un clima húmedo, puede ser una aproximación para representar un ambiente con energía variable, fluvial o meándrico, donde pueden alternar ciclos de barras laterales de acreción (point bar) y su paso a planicie de inundación (floodplain), de acuerdo al modelo de Allen (1970). La unidad C representa rejuvenecimiento del relieve, marcado por flujos de lava e incisión de canales rellenos por conglomerado, los que denotan ciclos de energía alta. El retrabajo de clastos de arenisca, esquisto y volcánicos podría indicar movimiento tectónico asociado al emplazamiento de vulcanismo continental de composición intermedia (dacítico o andesítico), sin observar basalto. Las características litológicas de la unidad C inferen un ambiente de depósito de posibles canales y barras fluviales. La unidad D tiene arcosa de grano medio a grano grueso, conglomerado grano-soportado y matriz arenosa, en capas delgadas, con diastratificación de ángulo bajo y cambios bruscos de granulometría, denota corrientes dirigidas más desarrolladas

y con mayor energía. Se interpreta que estos depósitos pudieran corresponder a canal y barra fluvial (Cant y Walker, 1976) o sistema de meandro (Walker, 1984). La unidad E compuesta por cuarzo-arenita blanca de grano grueso, interestratificada con arcosa lítica de grano fino y limolita, con capas de espesor medio y estratificación laminar cruzada convoluta con ángulo medio a alto y barrenos de organismos, puede compararse a depósito de canales de energía moderada, en ambiente lagunar. La unidad F compuesta por conglomerado y capas de arcosa lítica en la base, sugiere un ambiente de depósito de canales de inter-marea, mientras que su cima, con arenisca de cuarzo de grano grueso a medio y estratificación cruzada bidireccional y además convoluta, en capas delgadas, pueden representar depósitos de playa o inter-marea. El contacto inferior de esta unidad con superficie de erosión, en donde se aloja el conglomerado, concordante con la cima de la unidad E, es un cambio de ambiente entre las unidades E y F, congruente con una transición en un sistema transgresivo (Brookfield, 1984). La unidad G se compone por arenisca de cuarzo bien seleccionado, de grano unimodal, con un ángulo de depósito asimétrico, alto y

estratificación laminar convoluta, se interpreta en su base como un depósito eólico y gradualmente pasa a la unidad H formada por cuarzo-arenita cementada por carbonato y con bioturbación, por lo que puede corresponder a una transición entre ambiente de barra a planicie de playa (strad plain), con su paso a una zona de intermarea (Reison, 1984). La base de la unidad I representa una transición de ambientes de intermarea a ambientes de submarea en una plataforma de carbonatos, con grainstone con núcleos de grano de cuarzo, que indican el ingreso de terrígenos en una plataforma de rampa con carbonatos con alta energía (Wilson, 1975). En la cima de la unidad hay *wackestone* de bioclastos y *Nerinea* sp., que denota condiciones más marinas, lagunares de plataforma de carbonatos, pero su contacto con la unidad superior está erosionado para observar facies de mayor profundidad presentes en otras localidades. La descripción estratigráfica y sus ambientes de depósito indican que existe un depósito sedimentario de ambiente continental, que pasa en transición hacia un ambiente marino transgresivo que paulatinamente se profundiza. El ambiente continental en la parte inferior y media de la columna estratigráfica

tiene vulcanismo de tipo intermedio, pero este vulcanismo no se observa en la parte superior de la sección. La sucesión continental que pasa en transición de un ambiente continental a un ambiente marino, no presenta discordancia angular o presencia de pizarras, como lo presentan las unidades de la Formación Nazas (Eguiluz-de Antuñano et al., 2014) y esto tiene suma relevancia para hacer la diferencia entre la Formación Nazas y las capas continentales expuestas en la Sierra de Atotonilco. Las unidades sedimentarias y volcánicas A-E, estructuralmente concordantes con la sucesión F-I, se considera que pueden ser equivalentes en edad a la Formación Cahuasas, que tiene vulcanismo de tipo intermedio (Suter, 1990). El mnemónico Tres Varones fue propuesto (Alba-Pascoe, 1965) para una sucesión estratigráfica muy similar a las facies continentales que afloran en la Sierra de Atotonilco aquí tratada, sin embargo, este nombre se propuso de manera informal, su uso ha sido restringido y poco conocido y además, carece de una definición más apropiada y formal, por lo tanto, las capas continentales de la parte media e inferior que afloran en la Sierra de Atotonilco que aquí se describen no se les asigna un mnemónico particular por el momento.

La sucesión F descrita en este trabajo se correlaciona con la Formación La Joya, como base de la transgresión del Calloviano.

Las perforaciones de los pozos Bermejillo 1 y Zarca 1 (Figuras 1 y 8), demuestran que el Jurásico continental y marino no está presente en el subsuelo del área, no obstante que ambas unidades afloran en superficie, por lo tanto, se estima que las rocas del Jurásico en el pliegue de Atotonilco tienen aloctonía total; que en ese pliegue el relieve estructural tiene como mínimo 5,000 metros de elevación y que la edad de deformación puede ser Laramide (Aranda-García, 1991; Eguiluz-de Antuñano et al., 2000). La deformación que existe en el área limita la reconstrucción paleogeográfica para situar un marco de referencia para el depósito de las capas continentales y marinas del Jurásico. La estructura de Atotonilco representa una isla tectónica (klippe), cuya raíz estructural se desconoce, pero de acuerdo a diversas perforaciones profundas en la región (Eguiluz-de Antuñano y Campa, 1986; Aranda-García, 1991), las rocas continentales y marinas del Jurásico traslapan tectónicamente a rocas del Cretácico Superior y Albiano, depositadas sobre la paleo-Isla de Coahuila, por lo que la alternativa que se propone para ubicar la



posición original de las rocas continentales y marinas del Jurásico, que afloran en la Sierra de Atotonilco, es por transporte tectónico del suroeste al noreste.

#### CONCLUSIONES

Las capas rojas que subyacen a depósitos del Oxfordiano, que afloran en la Sierra de Atotonilco, Durango, están compuestas por seis unidades estratigráficas, que por sus características litológicas corresponden a un ambiente continental. Su coloración rojiza, estratificación paralela, estructuras de corte y relleno de canales, derrames de lava y ausencia de metamorfismo regional son sus rasgos distintivos. La cima tiene una facies continental F, que pasa en transición hacia facies litorales y marinas de la sobreyacente Formación La Gloria. La unidad F se correlaciona con la Formación La Joya, pero las unidades que subyacen a esta unidad F se correlacionan en edad con la Formación Cahuascal, pero es impropio extrapolar este mnemónico a la sucesión de la Sierra de Atotonilco y es prematuro asignar un nombre estratigráfico a estas capas continentales sujetas a estudios con mayor detalle.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Dra. Ana Bertha Villaseñor y al Dr. Ismael Ferrusquía por organizar este merecido reconocimiento al Dr. Zoltan de Cserna por su desarrollo en pro de la geología de México. Se agradece a todas las personas que colaboraron en la revisión de este trabajo para mejorar lo aquí expuesto.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- Allen, J. R. L., 1970, Studies in fluvial sedimentation—A comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation; *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 298-323.
- Araujo-Mendieta, J. y Arenas-Partida, R., 1986, Estudio tectónico-sedimentario del Mar Mexicano, estados de Chihuahua y Durango: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 47, núm. 2, p. 43-88.
- Aranda-García, M., 1991, El segmento San Felipe del cinturón cabalgado, Sierra Madre Oriental, estado de Durango: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 41, p. 18-36.
- Burckhardt, C., 1930, Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: *Mémoire de la Société Paléontologique Suisse*, v. 49-50, p. 1-280.
- Bartolini, C., 1997, An Early Jurassic age (40Ar/39Ar) for the Nazas Formation at the Cañada Villa Juárez, northeastern Durango, Mexico: *The Geological Society of America*, 31st Annual South-Central, 50th Annual Rocky Mountain, v. 29, núm. 2, Abstract 15236. p. 3.
- Brookfield, M.E., 1984, Eolian sands, in Walker, R.G., ed., *Facies models: Geoscience Canada*, second edition, p. 91-103.
- Cant, D.J., y Walker, R.G., 1976, Development of a braided fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 13, p. 102-119.
- Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17, (5-6), p. 73-96.
- Centeno-García, E.; Guerrero-Suástegui, M.; y Talavera-Mendoza, O., 2008 Guerrero composite terrane of western Mexico—Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: *Geological Society of America*, Special Paper 436, p. 279-308.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 1976, Estudio geológico del prospecto Buen Día, estado de Durango: *Petróleos Mexicanos*, informe NE E 1723 (inédito).
- Eguiluz-de Antuñano, S., 1989, La cabalgadura de San Felipe, en el límite de los estados de Durango y Chihuahua: *Universidad Nacional Autónoma de México*, Instituto de Geología, Tercer Simposio sobre Geología Regional de México, Memoria, p. 28-33.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 1997, The Nazas Formation in north-central Mexico: *Geological Society of America*, 31st Annual South-Central, 50th Annual Rocky Mountain, v. 29, núm. 2, Abstract 15359. p. 8.
- Eguiluz-de Antuñano, S. y 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*, v. 34, núm. 2, p. 5-42.
- Eguiluz-de Antuñano, S.; Aranda-García, M.; y Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, p. 1-26.
- Eguiluz-de Antuñano, S., M. Aranda-García, B. E. Buitrón-Sánchez, 2014, Las formaciones Gran Tesoro y Nazas: Evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen 66, Número 3, p. 507-539.
- 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, in Anderson T.H. et al., (eds.), *The Mojave–Sonora megashear hypothesis: Development, assessment and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 233-258.
- Imlay, R. W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz, T., 1948, Stratigraphic relation of certain Jurassic formations in Eastern Mexico, *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 32, p. 1750-1761.
- 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*,

published online on 2 May 2014.

- Miall, A. D., 1978, Fluvial sedimentology: an historical review. In Miall, A. D. ed., Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum geologists, Memoir 5, p 1-47.
- 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, p. 757-771.
- Pantoja-Alor, J., 1963, Hoja San Pedro del Gallo, estado de Durango, 13R-k(3): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, mapa con texto al reverso.
- Pantoja-Alor, J., 1972, La Formación Nazas del Levantamiento de Villa Juárez, estado de Durango: Sociedad Geológica Mexicana, Memoria de la 2ª Convención Nacional, Mazatlán, Sinaloa, p. 25-32; p. 194-196.
- Reinson, G. E., 1984, Barrier-island and associated strand-plain systems, in Walker, R.G., ed., Facies models: Geoscience Canada, second edition, p. 119-137.
- 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, p. 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), p. 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), p. 1-71.
- Suter, M., 1990, Hoja Tamazunchale 14Q-e (5), Estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Carta Geológica de México, escala 1:100,000, Serie 1:100,000, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, texto 55 p.
- Walker, R. G., 1984, Facies models: Geoscience Canada, second edition, 317 p.
- Walther, J., 1894, Lithogenesis der Gegenwart: Jena, Gustav Fischer, 1055 p. in Horowitz, A.S., y Poter, P.E., 1971, Introductory petrography of fossils: Nueva York, Springer-Verlag, 302 p.
- Wilson, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history: Nueva York, Springer-Verlag, 471 p.