

## Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México

**José Rafael Barboza-Gudiño<sup>1,\*</sup>, Markus Hoppe<sup>2</sup>,  
Martín Gómez-Anguiano<sup>1</sup> y Pánfilo Raymundo Martínez-Macías<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología,  
Manuel Nava No. 5., Zona Universitaria, 78240 San Luis Potosí, S.L.P., México.

<sup>2</sup> Technische Universität Clausthal, Institut für Geologie und Paläontologie,  
Abteilung für Erdölgeologie, Leibnizstrasse Nr. 10, Clausthal-Zellerfeld D-5323, Alemania.

<sup>3</sup> Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Área de Ciencias de la Tierra,  
Manuel Nava No. 8., Zona Universitaria, 78290 San Luis Potosí, S.L.P., México.

\* rbarboza@uaslp.mx

### RESUMEN

*La Sierra de Catorce es una prominente estructura levantada a manera de un pilar tectónico en el norte del Estado de San Luis Potosí y que posee a la vez una estructura interna fuertemente plegada, con exposición en su núcleo de las unidades estratigráficas más antiguas reconocidas en la Mesa Central. La intensa deformación, la ausencia de fósiles en algunas unidades y la carencia de dataciones absolutas confiables, han generado una serie de controversias entre los diferentes autores que han interpretado la estratigrafía y la estructura de esta región. Los resultados de la cartografía detallada, medición de perfiles estratigráficos y los datos estructurales, petrográficos, geoquímicos, sedimentológicos y geocronológicos que aquí se reportan, permiten precisar algunos detalles de la evolución geológica del área. Se reconocen dos fases de deformación compresiva evidenciadas por la presencia de dos cruceros superpuestos que afectan a la unidad más antigua, que se ubica tentativamente en el Triásico Superior y sólo un crucero que evidencia una fase de este tipo en las unidades del Jurásico y Cretácico y que correspondería a la fase laramídica. Se confirma así mismo, la presencia de productos del arco volcánico continental cordillerano del Jurásico temprano en esta zona, al cual siguió una fase de extensión. El registro de la transgresión marina del Jurásico Medio a Superior ocurre en la región entre la parte superior de la Formación La Joya (Calloviano) y las calizas de la Formación Zuloaga (Oxfordiano). Finalmente, tras la Orogenia Laramídica, se interpreta el levantamiento relativo de la Sierra en el Eoceno-Oligoceno, y posiblemente aún en el Mioceno, durante una segunda fase extensiva. Se confirma también la presencia de zonas de despegue ("detachment") asociadas posiblemente a la compresión laramídica y en parte también a deslizamientos o corrimientos de capas, consecuencia del mencionado levantamiento de la sierra. Posterior a este levantamiento, se reconocen a nivel regional (1) fallas laterales de orientación noroeste, y (2) magmatismo andesítico-basáltico de edad Mioceno-Plioceno, relacionados ambos, fallamiento y magmatismo, aparentemente al lineamiento de San Tiburcio, que es una amplia zona de falla regional transcurrente, de orientación noroeste-sureste, que se localiza inmediatamente al sur-suroeste de la Sierra de Catorce.*

*Palabras clave: Sierra de Catorce, estratigrafía, estructura, evolución tectónica.*

## ABSTRACT

*The Sierra de Catorce is an uplifted and internally strongly folded prominent structure (tectonic horst) in northern San Luis Potosí State, which exposes in its central parts some of the oldest stratigraphic units recognized in the Mesa Central province. The intense deformation, the absence of fossils in some units and the lack of reliable geochronological data, have generated several controversies among the different authors who interpreted the stratigraphy and structure of this area. The available data, collected from detailed cartography, measurement of stratigraphic profiles and structural, petrographic, geochemical, sedimentological and geochronologic investigations allow to define some details of the geologic evolution of the region. Two phases of compressive deformation are evident through the presence of two cleavage sets in the oldest unit, tentatively located in the Late Triassic, and a single set, corresponding to a similar phase in the Jurassic and Cretaceous strata. Furthermore, the results confirm the presence of volcanic products of the Early Jurassic Cordilleran volcanic arc in this area, which was followed by an extensional phase. The record of the Jurassic marine transgression is present in the region at the upper part of the La Joya Formation (Callovian) and the limestones of the Zuloaga Formation (Oxfordian). A second extensive phase probably occurred after the Laramide Orogeny, in Eocene–Oligocene, being possibly still active in Miocene, leading to the uplifting of the Sierra de Catorce area. The presence of detachment structures might also be related to the Laramide compression, as well as to layer-parallel slide processes as a consequence of the uplift movements. Later, the region is affected by (1) northwest trending strike slip faults, and (2) Miocene–Pliocene andesitic-basaltic magmatism, both seemingly related to the San Tiburcio lineament, a wide transcurrent fault zone that strikes from northwest to southeast in the south-southwest vicinity of the Sierra de Catorce.*

*Key words: Sierra de Catorce, stratigraphy, structure, tectonic evolution.*

## INTRODUCCIÓN

La Sierra de Catorce se ubica en la región conocida como Altiplano Potosino; esta región pertenece a la Provincia de la Mesa Central, en sus límites con la Sierra Madre Oriental al este (Figura 1). El área del presente estudio se localiza a 170 km en línea recta hacia el norte de la ciudad de San Luis Potosí. En esta área se han llevado a cabo, desde finales del siglo XIX hasta el presente, numerosas investigaciones por diferentes autores, con fines económicos, paleontológicos, estratigráficos y estructurales.

Castillo y Aguilera (1895) describieron la fauna fósil de la Sierra de Catorce, esencialmente los amonites del Jurásico Superior, en tanto que Verma y Westerman (1973) estudiaron los amonites de la Formación La Caja (Kimmeridgiano–Tithoniano), y Stinnesbeck (1983), los amonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano–Cenomaniano). Villaseñor-Martínez *et al.* (1991) realizaron estudios de ecostratigrafía en la sucesión sedimentaria del Kimmeridgiano–Tithoniano (Formación La Caja) de la Sierra de Catorce.

Baker (1921) describió la estratigrafía de la Sierra de Catorce, distinguiendo una secuencia “metamórfica antigua” y ocho principales unidades no metamorfizadas de rocas sedimentarias. Describió además la estructura, las rocas ígneas y los depósitos minerales.

Erben (1956), en su trabajo “El Jurásico Inferior de

México y sus amonitas”, incluye un apartado en el que reporta haber descrito dos ejemplares (*Vermiceras* sp. y *Arnioceras* cf. *abjectum* FUCINI n. subs., procedentes de unas capas rojas de la Sierra de Catorce, lo cual demostraría la presencia del Liásico marino en esta zona, sin embargo no se ha vuelto a reportar dicha fauna, ni Erben proporciona la localidad precisa.

Mixon (1963) presenta un mapa del área del Cañón General, describiendo a las unidades que allí afloran, como “*metamorphosed shale, metamorphosed conglomerate and sandstone, La Boca Formation (lower Huizachal), La Joya Formation (upper Huizachal) and Zuloaga Formation*”. Posteriormente, Belcher (1979) estudió el ambiente de depósito y el paleomagnetismo en las capas rojas que él denomina “Huizachal red beds” en el noreste de México y coincide con la subdivisión propuesta por Mixon para la Sierra de Catorce. Martínez-Pérez (1972) sugirió por primera vez la correlación de la secuencia siliciclástica que aflora en el fondo del Cañón General, en la Sierra de Catorce, con las capas del Triásico Superior de Zacatecas en la Sierra de Charcas y en la localidad La Ballena de la Sierra de Salinas.

Bacon (1978) realizó una tesis de maestría, dando una sobrevista de la estratigrafía y la estructura de la parte norte de la Sierra de Catorce, basada en una cartografía a escala 1:25,000. Con base en la presencia de esporas, este autor asignó las capas más antiguas que afloran en el Cañón



Figura 1. Localización de la Sierra de Catorce y situación geológica regional del centro-noreste de México.

General al Carbonífero. Posteriormente fueron desarrolladas varias tesis de maestría orientadas a describir en detalle las diferentes unidades estratigráficas reconocidas en esta área: Blauser (1979) estudió la Formación Taraises, Ross (1979) dividió la Formación Tamaulipas en tres unidades, en tanto que Ice (1979) describió la Formación Cuesta del Cura. Zárate-del Valle (1982) describió la génesis y el marco estratigráfico-estructural de los depósitos minerales en la Sierra de Catorce.

Cuevas-Pérez (1985), López-Infanzón (1986), Barboza-Gudiño (1989), Maher *et al.* (1991) y Silva Romo *et al.* (2000) apoyan la correlación de la secuencia siliciclástica expuesta en el fondo del Cañón General con las rocas del Triásico Superior de Zacatecas, La Ballena y Charcas, con base en la semejanza litológica y la posición estratigráfica, sin existir fósiles que comprueben tal aseveración.

Franco-Rubio (1999) describió la estratigrafía y la estructura de la Sierra de Catorce y reporta la presencia de fragmentos de plantas, posiblemente del género *Calamites*

del Paleozoico Superior, en la unidad más antigua según su posición estratigráfica, a la cual correlaciona con la Formación Guacamaya, definida en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina por Carrillo-Bravo (1961).

Dada la complejidad estructural y estratigráfica del área, numerosas preguntas han permanecido sin una respuesta clara y convincente hasta la fecha. En este trabajo se pretende utilizar la información generada desde hace ya varias décadas y aportar nuevos datos que permitan una interpretación a la luz de los nuevos conceptos e ideas.

En el presente estudio se reúnen los resultados de algunos trabajos realizados por los autores en los últimos años: la estructura general y la estratigrafía de la Sierra de Catorce fueron estudiadas por Barboza-Gudiño y Torres-Hernández (1999) durante la cartografía geológico-minera de la Hoja Real de Catorce (F-14-A-24) escala 1:50,000 realizada para el Consejo de Recursos Minerales, en tanto que la porción noroccidental de la Sierra de Catorce ha sido cartografiada en escala 1:10,000 durante el desarrollo de

las tesis de maestría de Barboza-Gudiño (1989), Hoppe (2000), Gómez-Anguiano (2001) y Martínez-Macías (tesis de maestría en preparación). Estas cuatro tesis, han estado orientadas al estudio de la estratigrafía y la estructura de la Sierra de Catorce y en particular de las áreas del Cañón General, Cañada Ojo de Agua, San Juan de Matanzas y Puerta del Sol (Figuras 2 y 3).

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En la región existen escasos afloramientos de una secuencia siliciclástica marina del Triásico Superior, sobreyacida por rocas volcánicas y sedimentos clásticos del Jurásico Inferior a Medio, así como sedimentos clásticos continentales, sobre los que se observan depósitos correspondientes a la transgresión marina del Jurásico Superior, para continuar con la potente secuencia de capas marinas esencialmente carbonatadas del Jurásico Superior y Cretácico, ampliamente distribuidas en todo el noreste de México.

La Sierra de Catorce constituye una estructura levantada de tipo pilar tectónico asimétrico. En su margen occidental muestra una bien marcada zona de falla normal de orientación norte-sur, además de fallamiento normal de orientación oeste-noroeste hacia sus extremos norte y sur, y una más difusa margen oriental con desarrollo de fallas normales menores, de orientación norte-sur. La estructura interna del bloque está caracterizada por plegamientos mayores de orientación general norte-noreste y ligera vergencia hacia el este. La porción noroccidental de la sierra es la parte más levantada, en donde han quedado expuestas las unidades más antiguas reconocidas en la región y en donde se observan horizontes de deslizamiento y despegue que ponen en contacto unidades superiores de la secuencia sobre unidades inferiores con la total ausencia, por efectos tectónicos, de las correspondientes unidades intermedias. Estas observaciones motivaron en parte el estudio del área, con el fin de establecer su estratigrafía y estructura, ambas con grandes implicaciones para la reconstrucción paleogeográfica y la evolución tectónica regionales.

## ESTRATIGRAFÍA

Aunque previamente han sido descritas en el área posibles rocas paleozoicas (Bacon, 1978; Franco-Rubio, 1999), en el presente estudio solamente se ha reconocido una columna estratigráfica comparable con las secuencias expuestas en otras áreas de la Mesa Central, en donde afloran únicamente rocas mesozoicas, las cuales pueden subdividirse en: 1) una secuencia siliciclástica marina hacia la base; 2) una secuencia intermedia de rocas volcánicas con algunos sedimentos clásticos del Jurásico Inferior a medio; 3) una secuencia de rocas clásticas continentales (capas rojas) de espesor muy variable, del Jurásico Medio

a Superior; y 4) una secuencia o cubierta calcárea marina del Jurásico Superior al Cretácico Superior, que guarda una correlación con las facies y unidades reconocidas en la Sierra Madre Oriental de Nuevo León y Tamaulipas, por lo que en el presente trabajo se utiliza la nomenclatura de estas regiones del noreste de México, como ha sido previamente utilizada por Bacon (1978), Blausner (1979), Ice (1979), Ross (1979) y Wiedman (1979).

## “formación Zacatecas” (T<sub>r</sub> Lu-Gr)

La unidad más antigua dentro del área, acorde con su posición estratigráfica, es una secuencia siliciclástica comparable con la formación Zacatecas (Martínez-Pérez, 1972). En las cercanías de la Ciudad de Zacatecas, Burckhardt y Scalia (1906) describieron en esta formación fauna del Triásico Superior. En la Sierra de Catorce, no se ha demostrado plenamente su edad por lo que el nombre de “formación Zacatecas” es usado entre comillas. Esta unidad consiste de lutitas, que ocurren en bancos o paquetes de varios metros de espesor con laminación interna y alternancia de algunas capas delgadas de limolitas y grauvacas finas. Sólo ocasionalmente, las limolitas y grauvacas se vuelven más frecuentes y ocurren en capas más gruesas, hasta dar a la secuencia un carácter de alternancia rítmica. Las lutitas y limolitas son regularmente de color pardo a negro en superficie fresca y verde amarillento en superficie intemperizada, en tanto que las grauvacas son de color gris intermedio, con colores por intemperismo de la roca similares a los de las lutitas.

Las grauvacas son sedimentos inmaduros, estructural y composicionalmente, con componentes subangulosos y un porcentaje de matriz superior a 35 o 40 %, llegando a mostrar una textura soportada por dicha matriz. Los componentes de estas rocas son principalmente cuarzo, fragmentos líticos, plagioclasa, feldespato potásico, biotita de origen clástico y regularmente alterada a clorita, así como micas blancas de origen clástico. En la matriz, por medio de difracción de rayos X (DRX), Hoppe (2000) logró identificar minerales arcillosos como esmectitas, intercrecimientos esmectita/illita y esmectita/clorita, además de clorita, illita, caolinita, cuarzo y feldespato así como biotita, vermiculita, berthierita, gohetita y tosudita; habiendo establecido por un análisis semicuantitativo una composición de la matriz de 50% a 60% mica blanca (illita-moscovita), 20% a 25% clorita, 10% a 15% caolinita y 10% esmectita y esmectita/clorita. En los estratos pelíticos ocurren concreciones silíceas con zonas ricas en fosfatos.

Aunque en estas capas no se observa el desarrollo completo de secuencias tipo Bouma, las estructuras sedimentarias presentes sí pueden interpretarse como el producto de fenómenos de turbidez en el sentido de Bouma (1962), como partes incompletas de este tipo de secuencias.

Hoppe (2000) realizó además análisis de la cristalinidad de illita (Figura 4) y de la reflectancia de vitrinita

( $R_m$  %) en cinco muestras, obteniendo de los primeros un índice de Kübler (Kübler, 1967) entre 0.371 y 0.404°  $\Delta 2\theta$  (promedio: 0.38°  $\Delta 2\theta$ ) y un índice según Waeber (1960) entre 2.259 y 3.045 (promedio: 2.71), mientras que la reflectancia de vitrinita arrojó valores medios de  $R_m\% = 1.38\%$  propios de un carbón mineral bituminoso con contenido bajo a medio de volátiles. Ambos tipos de resultados analíticos muestran la ausencia de metamorfismo (s.s.) en estas rocas, reflejando sólo un alto grado de diagénesis en transición al anchimetamorfismo.

Esta secuencia se observó con un espesor de más de 400 m en el Cañón General, ubicado al suroeste del poblado de Real de Catorce. Se midió en este mismo lugar un perfil estratigráfico detallado de 369 m (Figura 5), que representa una parte de la misma secuencia (Hoppe, 2000) de edad prejurásica, que había sido previamente asignada por diferentes autores al Triásico Superior (Martínez-Pérez, 1972; Cuevas-Pérez, 1985; López-Infanzón, 1986; Barboza-Gudiño, 1989, Silva-Romo *et al.*, 2000), aunque una serie de autores han descrito a esta misma unidad como del Paleozoico, específicamente del Pensilvánico (Bacon, 1978) o del Pérmico (Franco-Rubio, 1999), basado el primero principalmente en el reporte de las esporas *Licospora* sp. y *Densosporites* sp., que aunque abundantes en el Carbonífero, tienen un rango que puede alcanzar hasta el Jurásico (Bignot, 1988, p. 152–153; Cornet, 1993), y en el segundo caso con base en restos de plantas que parecen ser las mismas que los autores han encontrado al pie del denominado Cerro del Mazo, al sur del poblado Los Catorce, en la unidad que aquí se describe como “unidad informal capas Cerro El Mazo” (del Jurásico Inferior?) hacia la base de la secuencia de rocas volcánicas de la Formación Nazas.

La idea de su ubicación en el Triásico Superior se ve apoyada por la posición estratigráfica y semejanza litológica con rocas triásicas expuestas en la región de Charcas y Presa de Santa Gertrudis a no más de 60 km al suroeste de estos afloramientos. Se ha reportado además la presencia de bivalvos (Martínez-Pérez, 1972) que Barboza-Gudiño *et al.* (1999) reportan como moldes, semejantes a los fósiles de *Palaoneillo* sp. frecuentes en las otras localidades conocidas de rocas triásicas del centro-norte de México, aunque este dato tampoco puede considerarse definitivo por tratarse sólo de moldes y por estar éstos muy mal preservados para poder ser identificados con certeza. Debido a esto, la secuencia siliciclástica expuesta en Real de Catorce es considerada en el presente trabajo sólo como correlacionable en su posición estratigráfica así como en su ambiente de depósito con las secuencias triásicas expuestas en Charcas y Presa de Santa Gertrudis, ya que en estas localidades, al igual que en Real de Catorce, se interpreta dicho ambiente como parte de un abanico submarino que fue construido en la margen suroccidental de Norteamérica (Silva-Romo, 1993; Centeno-García y Silva Romo, 1997; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999; Silva-Romo *et al.*, 2000; Hoppe, 2000).

### “unidad informal capas Cerro El Mazo” (Jurásico Inferior?, Ji Ar–Lu)

Sobreyaciendo a la secuencia turbidítica se observan capas más gruesas a bancos de hasta 2 – 3 m de espesor de areniscas o cuarcitas conglomeráticas de color gris claro a crema, con estratificación oblicua recta en algunas capas y alternancia de lutitas fisiles de color gris oscuro y rojo violáceo o verde amarillento en superficies intemperizadas. Estas cuarcitas son areniscas muy silicificadas que consisten en más del 90 % de fragmentos subangulosos de cuarzo monocristalino y policristalino y algunos componentes líticos, regularmente de otras rocas clásticas también con abundante cuarzo y escasos fragmentos pequeños de rocas volcánicas máficas. En los cuarzos monocristalinos comúnmente se observan lamelas de deformación.

Esta secuencia aflora en el Cañón General, al norte de Los Catorce, sobre el camino que va de esta localidad hacia La Purísima y al sur en el Cerro El Mazo y sobre el camino de Los Catorce a Carretas. Las relaciones estratigráficas de este paquete son oscurecidas por la fuerte deformación y alteración de las rocas. Su espesor es variable, alcanzando hasta más de 80 m. Esta unidad representa un cambio notable en la litología con respecto a la parte superior de la “formación Zacatecas”, y puede ser contemporánea con la secuencia volcánica de la Formación Nazas, con la cual llega a interdigitarse, por lo que algunos autores como Maher *et al.* (1991) y Jones *et al.* (1995) la consideraron parte inferior de la Formación Nazas. Sin embargo, el agrupamiento de unidades con una litología y origen tan diferentes restaría detalle a la subdivisión estratigráfica y con ello a la interpretación de la evolución geológica. Durante el trabajo de cartografía se pudo observar que ambas unidades pueden variar considerablemente en su espesor y más aún, puede faltar la una o la otra, como se observa en la Figura 5, en donde falta la Formación Nazas, observándose únicamente un horizonte con intercalaciones de materiales tobáceos. Por su posición estratigráfica, la unidad descrita en el presente estudio de manera informal como “capas Cerro El Mazo” puede estar situada entre el Triásico y el Jurásico Inferior. Es en estas capas donde se han reportado restos de plantas mal preservados, que Maher *et al.* (1991) describen como de posible edad del Jurásico Inferior y son reportados por McKee *et al.* (1999) como Phleboteris, probable *P. angustiloba*, del Mesozoico Inferior, probablemente Jurásico Inferior a Medio. Sobre el material recolectado para el presente trabajo en el Cerro del Mazo, Sydney Ash (1999, comunicación escrita) opina que se trata de partes de raíces y madera fosilizada, difíciles de identificar; sin embargo, este mismo autor reconoce en el material colectado por Bartolini hacia 1996 en la misma unidad (Bartolini, 1998; Bartolini *et al.*, 1999) una cycadeoid (Bennittalean), similar a cycadeoid (*Bennittales*) zamites (Triásico Superior – Cretácico).

Dadas las relaciones estratigráficas arriba descritas, con la muy probable inclusión de estas capas en el Jurásico

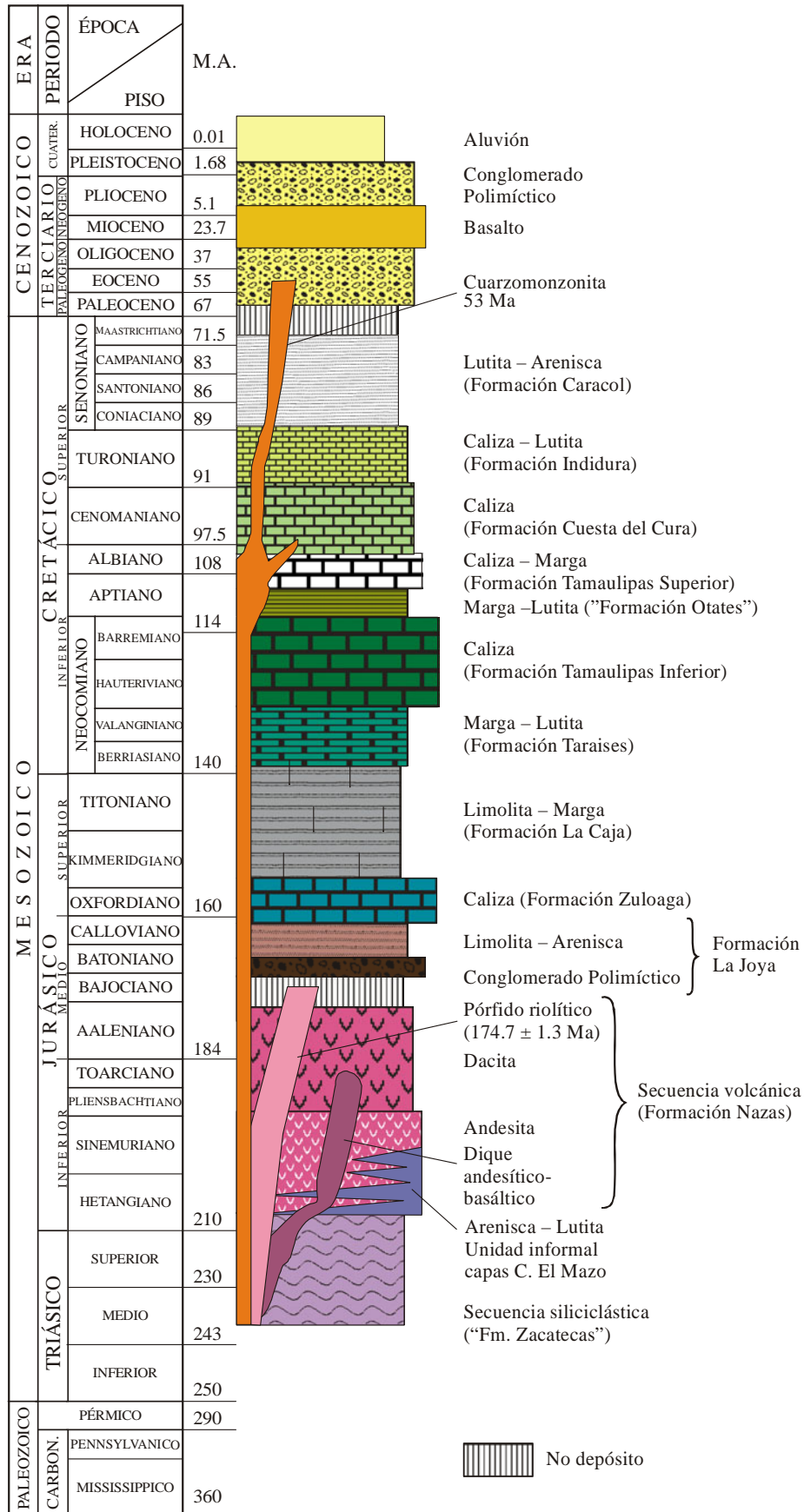


Figura 2. Columna litol3gica para la porci3n noroccidental de la Sierra de Catorce, modificada de Barboza-Gudiño y Torres-Hernández (1999).



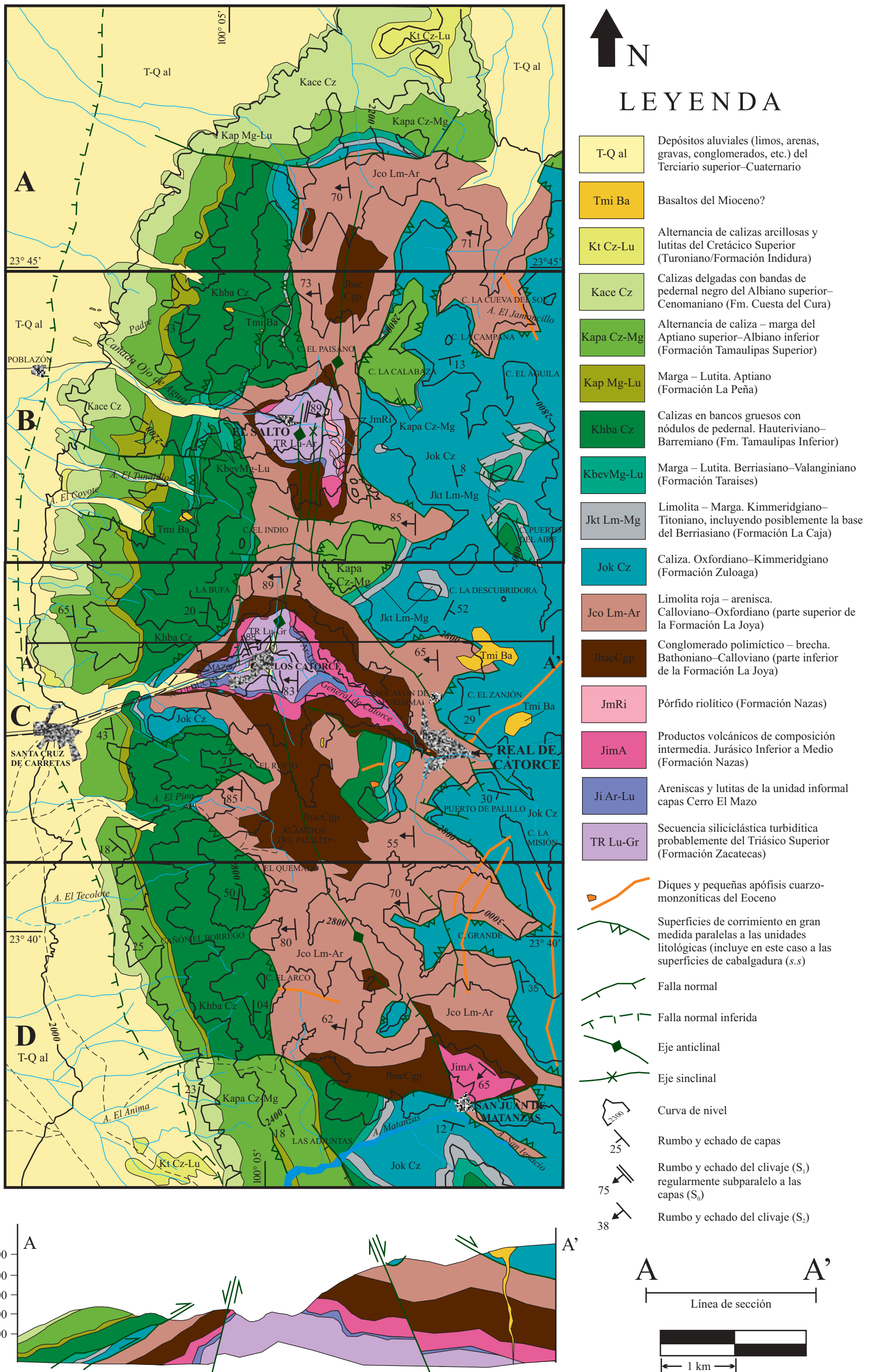


Figura 3. Carta Geológica simplificada de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce a partir de la cartografía escala 1:10,000 de (C): Barboza-Gudiño (1989); (B): Hoppe (2000); (D): Gómez-Anguiano (2001); y (A): Martínez-Macias (en preparación).

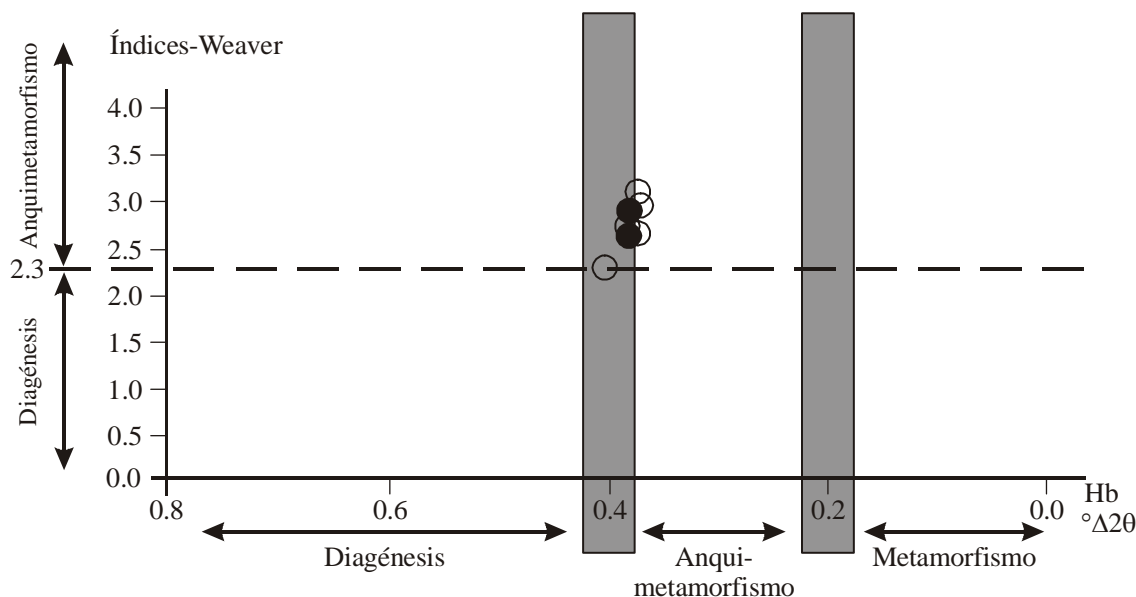


Figura 4. Resultados de los análisis de la cristalinidad de illita en las muestras del Cañón General, localidad Los Catorce. Los círculos vacíos representan valores medios de las mediciones continuas y los círculos rellenos, mediciones aisladas comparativas de dos de las mismas muestras, las cuales concuerdan con todo el conjunto de datos promediados (tomado de Hoppe, 2000).

Inferior y la presencia de capas rojas, es posible que procedan de estas capas los Amonites *Vermiceras* sp. y *Amioceras* cf. *objectum* del Liásico, que describió Erben (1956) como procedentes de unas lutitas filíticas rojizas de la Sierra de Catorce, sin poder precisar la localidad de dicho hallazgo hecho por un estudiante.

El ambiente de depósito es un ambiente con aporte de materiales terrígenos, restos de plantas y depósitos lenticulares de areniscas conglomeráticas, del tipo de canales, con laminación interna en parte oblicua recta, que alternan con facies de planicies de inundación, por lo que se interpreta de tipo deltáico distal a marino proximal. Esta parte de la secuencia fue descrita como una facies marginal (*randfacies*) por Cuevas-Pérez (1985), quien la incluyó dentro de la Formación La Joya.

### Formación Nazas (Jurásico Inferior – Med+io, Ji-m A, Jm Ri)

La Formación Nazas fue definida por Pantoja-Alor (1972) en la región de Villa Juárez, Durango, al poniente de la Ciudad de Torreón, Coahuila, en donde la describió como una serie de flujos de riolitas con alternancia de sedimentos clásticos e intercalaciones de derrames piroclásticos. Córdoba-Méndez (1964), Blickwede (1981) y López Infanzón (1986) la reportaron en la región de Caopas-Rodeo, en el norte de Zacatecas. En el presente estudio se describe una secuencia de rocas comparables con las descritas originalmente, como lavas y materiales piroclásticos de composición intermedia y félsica, que

incluyen en menor proporción rocas de composición máfica.

En la secuencia expuesta en la Sierra de Catorce se reconocen lavas de composición andesítico-basáltica, en parte vesiculares, que muestran una textura brechada a manera de una brecha de desintegración; materiales piroclásticos finos deformados y alterados que corresponden con flujos de cenizas y algunas tobas de caída, así como cuerpos de composición dacítica y riolítica que cortan a las demás unidades volcánicas en forma de diques y cuerpos tipo domos subvolcánicos con una marcada foliación o bandeamiento de inyección subvertical (Zavala-Monsiváis, 2000). El espesor total de la secuencia de rocas volcánicas en esta zona varía considerablemente desde cero hasta varias decenas de metros, llegando a rebasar los 200 m dentro del área cartografiada.

La Formación Nazas localmente sobreyace a la secuencia siliciclástica comparada en este estudio con la formación Zacatecas (Martínez-Pérez, 1972) o la Formación La Ballena del Triásico Superior (Silva-Romo, 1993) y subyace a la secuencia de capas rojas de la Formación La Joya (Mixon *et al.*, 1959). Se observa también interdigitada con la “unidad informal capas Cerro El Mazo”, llegando a faltar una o la otra en algunas localidades y en algunos casos observados a nivel regional inclusive faltan ambas. La edad de estas rocas ha sido inferida, por su posición estratigráfica, entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior a Medio. Edades absolutas reportadas para la región del norte de Durango y Zacatecas varían entre  $230 \pm 20$  Ma, obtenida por el método de Pb- $\alpha$  en una riolita porfídica de la secuencia de Cerritos Colorados en la región de Villa Juárez (Pantoja-Alor, 1972), y las edades de  $195.3 \pm 5.5$  Ma,



obtenida por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (en plagioclasa) de una riolita de Villa Juárez, Durango (Bartolini y Spell, 1997), y  $158 \pm 4$  Ma por el método de U-Pb en circones, de un pórfido de cuarzo del área de Caopas-Rodeo, en el norte de Zacatecas (Jones et al., 1995).

En el área de estudio, la Formación Nazas puede ser ubicada por su posición estratigráfica entre el Triásico Superior y el Jurásico Superior, y se le asigna una edad del Jurásico Inferior a Medio con base en una edad absoluta obtenida por el método de U-Pb en circones, cuyos resultados se detallan en la Tabla 1. De estos datos analíticos y sobre un diagrama de concordia (Figura 6), se identifica una intersección inferior a  $172.3 \pm 5.1$  Ma, así como un dato de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de la fracción concordante que representa la más probable edad de la roca, de  $174.7 \pm 1.3$  Ma (Bajociano). La roca fechada es un dique riolítico que intrusión a toda la secuencia volcánica y es sobreyacido de manera discordante por la Formación La Joya, la cual contiene fragmentos clásticos poco transportados, producto de la erosión del mismo dique.

Esta secuencia volcánica se interpreta de origen

subaéreo por su carácter piroclástico, con frecuentes flujos de cenizas y flujos de lava con ausencia de formas almohadadas, presencia de brechas de desintegración y ausencia de sedimentos marinos intercalados, o de indicios de la influencia de corrientes o alteraciones submarinas, con excepción de los productos volcánicos contenidos en los sedimentos marinos someros de la unidad informal secuencia Cerro El Mazo, por lo que habría de considerarse, por lo menos para la Sierra de Catorce, la ocurrencia de estos volcanes en una zona muy próxima a la costa. Lo anterior, aunado a la composición predominantemente intermedia a félsica de sus productos volcánicos, es coincidente con un arco volcánico continental como el ambiente tectónico más probable para su formación. Esto es apoyado por los resultados de un estudio geoquímico de varias muestras de esta unidad en la región (Gómez-Anguiano, 2001), las cuales en conjunto y de acuerdo con su carácter calcoalcalino, así como por el enriquecimiento de elementos litófilos grandes (LILE) respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE), pueden interpretarse como productos volcánicos de un arco continental.

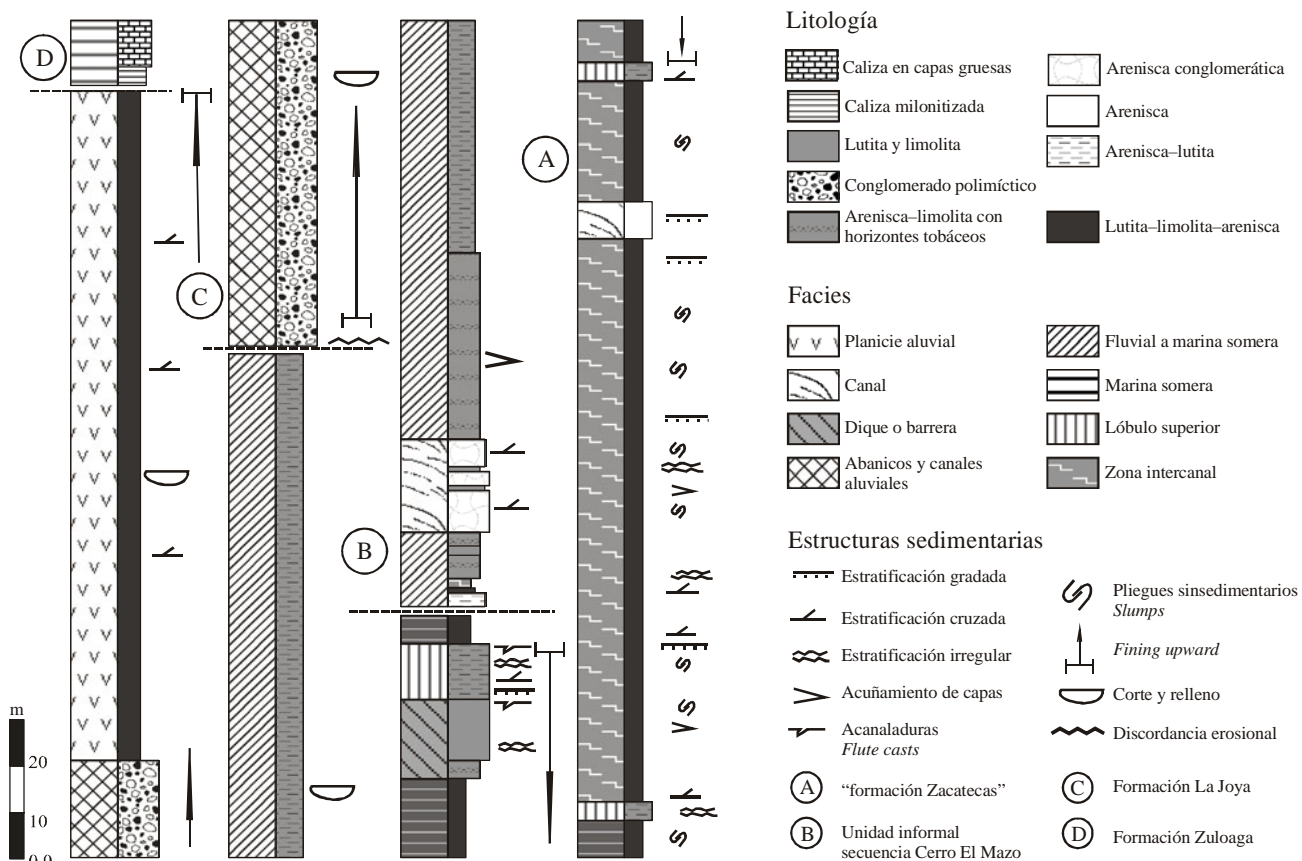


Figura 5. Litología y facies de las unidades preofordianas de la Sierra de Catorce, reconstruida con base en perfiles litológicos medidos en Los Catorce, Cerro del Mazo y Cerro de La Bufa, en el Cañón General. Nótese la ausencia de los flujos piroclásticos o lavas de la Formación Nazas, quedando dicho volcanismo sólo representado en este perfil por algunos horizontes tobáceos interestratificados en los sedimentos de la "unidad informal capas Cerro El Mazo".

### Formación La Joya (Jurásico Medio – Superior, Jbac Cgp, Jco Lm-Ar)

Como Formación La Joya, Mixon *et al.* (1959) definieron a una secuencia clástica continental que aflora en el Anticlinorio Huizachal–Peregrina, en Tamaulipas, siendo su localidad tipo el rancho La Joya Verde, ubicado en el Cañón del Huizachal. Por su posición estratigráfica y semejanza litológica se ha descrito en el presente trabajo como Formación La Joya, a una secuencia de capas rojas que es comparable con la descrita en la localidad tipo de esta formación.

Esta unidad en el área de estudio se describe como una secuencia de tipo *fining upward*, con brechas o conglomerados polimícticos en la base, pasando por areniscas hasta transformarse en una secuencia monótona de limolitas y en parte lutitas de color rojo violáceo y café rojizo hacia la cima (Figura 5). El conglomerado consiste de fragmentos o cantos rodados redondeados a subredondeados de rocas volcánicas similares a las de la secuencia volcánica subyacente, en su gran mayoría andesítico–basálticas, pero incluyendo también dacitas y riolitas, además de areniscas y gran cantidad de cuarzo blanco lechoso de exudación. Hoppe (2000) hace notar que en la parte inferior de este conglomerado hay un claro dominio de rocas volcánicas y cuarzo, mientras que hacia la parte superior son más abundantes los clastos de arenisca o cuarcita y algunas rocas esquistosas de color oscuro. Los cantos son de tamaños diversos, predominando los diámetros entre 3 y 5 cm en una matriz arenosa fina de color café rojizo. La estructura es soportada por los clastos, pero en la parte superior aparece soportada por la matriz en su transición hacia las capas pelíticas de la misma secuencia. Las areniscas de la parte media de la secuencia son de color amarillento a café rojizo, bien estratificadas en capas a bancos medianos a gruesos, con algunos lentes conglomeráticos y de manera general pasan hacia arriba a areniscas más finas y limolitas con estratificación media a delgada, comúnmente con una laminación fina en parte oblicua, recta a ligeramente curvada, pasando hacia la parte superior de la formación a limolitas y lutitas rojas, ocasionalmente con tonalidades verdosas, principalmente en superficies alteradas. Esta porción pelítica de la secuencia presenta sólo ocasionalmente buena estratificación, observándose en general masiva y afectada por intenso clivaje. La estructura sedimentaria más común es una fina laminación oblicua regularmente curvada que se marca por ligeras variaciones en la granulometría y una consecuente variación de las coloraciones de la roca. En total, esta secuencia alcanza 200 m de espesor en el área del Cañón General.

Sobreyace de manera discordante a rocas volcánicas reconocidas como Formación Nazas y subyace de manera concordante y transicional a las calizas de la Formación Zuloaga, del Oxfordiano. Esta unidad carece de fósiles, pero por su posición estratigráfica la situamos entre el Jurásico Medio y el Oxfordiano, ya que sobreyace a las rocas

Tabla 1. Análisis de U-Pb en circones de la muestra RC-3, una riolita subvolcánica de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce. Localización: Lat 23°43'26'' N; Long 100°53'59'' W. Muestra procesada por Geochron Laboratories, Massachusetts.

Muestra	Z1	Z2	Z3
Peso ( $\mu\text{g}$ )	2.50	1.12	1.34
U (ppm)	365	252	294
Pb (ppm)	23.3	2.1	1.3
Pb com. (pg)	18.3	2.1	1.3
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ corr.	174.5	275.0	545.5
$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corr.	0.061	0.159	0.147
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0.049747	0.027467	0.027577
% error	0.53	0.76	0.39
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	0.3705	0.1878	0.1890
% error	0.65	1.03	0.61
Rel. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0.05402	0.04960	0.04971
% error	0.36	0.67	0.45
Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	313.0	174.7	175.4
Edad $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	320	176.1	181.6
Edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	371.7	176.1	181.6
Coef. de correlación	0.834	0.763	0.675

volcánicas del Bajociano cuya edad se reporta en este trabajo, y subyace a las calizas de la Formación Zuloaga que en la región es considerada del Oxfordiano (Burckhardt, 1930; Reyeros de Castillo, 1978).

El ambiente de depósito que se puede interpretar del análisis de esta secuencia, es el de rellenos aluviales que varían desde abanicos hasta planicies aluviales y posiblemente depósitos lagunares y marinos someros hacia el tope. En general, la interpretación de estos ambientes es acorde con las descripciones de Mixon (1963), Michalzik (1988) y Göte (1990), quienes en muchas de las localidades del noreste de México, interpretaron depósitos aluviales que varían desde las subfacies de abanico aluvial hasta planicie aluvial y posiblemente lagunar e incluso marino somero y sebkha.

### Formación Zuloaga (Oxfordiano – Kimmeridgiano, Jok Cz)

En el noreste de México se reconoce como base de la transgresión marina del Jurásico Superior a las calizas de la Formación Zuloaga (Burckhardt 1930; Imlay 1936), o bien a cualquiera otra facies clástica, calcárea o evaporítica del denominado Grupo Zuloaga (Götte, 1990), incluyendo a la propia Formación La Joya, por incluir algunas facies marinas o lagunares depositadas durante esta transgresión marina (Michalzik 1988; Götte 1990; Rueda-Gaxiola *et al.* 1993).

En el área de estudio, la Formación Zuloaga consiste de una secuencia de calizas micríticas a microesparíticas

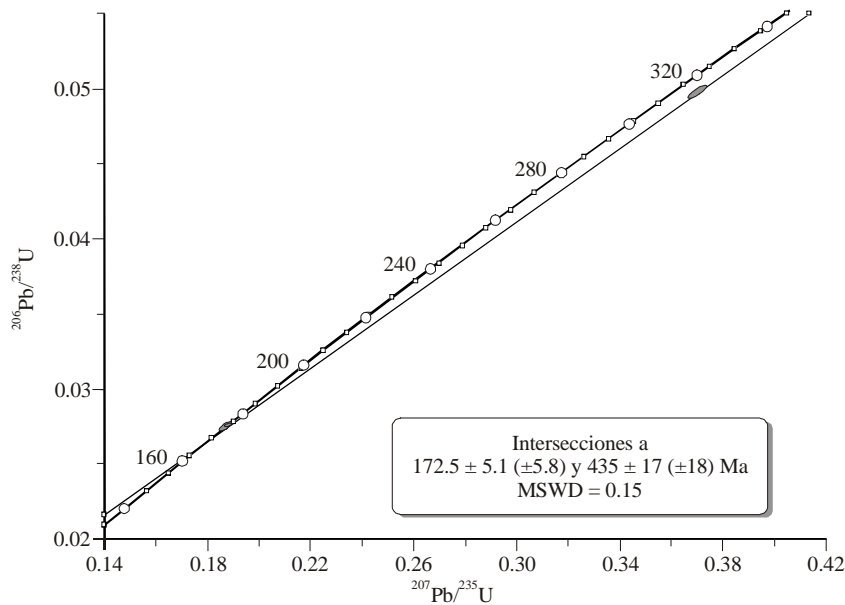


Figura 6. Diagrama U-Pb de concordia para una riolita de la Cañada Ojo de Agua en la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, mostrando una intersección inferior de la línea de discordia en  $172.5 \pm 5.1$  Ma y una intersección superior en  $435 \pm 17$  Ma. Elipses en los valores representan  $2\sigma$ ; MSWD: media cuadrática de desviaciones ponderadas.

que pudieran, en su base, considerarse equivalentes en edad de la secuencia evaporítica de la Formación Minas Viejas del noreste de México (Humphrey 1954, 1956), existiendo localmente yeso sólo en algunos horizontes, principalmente fuera del área cartografiada, hacia la parte sur de la Sierra de Catorce, así como la ocurrencia limitada de cristales de calcita pseudomorfos de yeso hacia la base de la secuencia y algunos bancos brechados con fragmentos angulosos y estructura tipo “rompecabezas”, así como indicios de flujo de soluciones, por lo que estas rocas se interpretan como brechas por disolución de yeso. Hacia la parte superior, la caliza se observa menos deformada, en capas gruesas a bancos de más de 1 m de espesor, con escasos nódulos de pedernal, y al microscopio con frecuentes calciesferas. La fauna de esta unidad es escasa dentro del área cartografiada, pero regionalmente y pocos kilómetros al sur del área de estudio, en la misma Sierra de Catorce, pudimos observar fauna consistente de nerinéas y algunos corales.

En la Sierra de Catorce, Bacon (1978) describió la base de la Formación Zuloaga como discordante sobre las capas rojas de la Formación La Joya, argumentando que las calizas de la base de la Formación Zuloaga pertenecen a una facies de cierta profundidad, mientras que la Formación La Joya es continental. Cabe destacar que las calizas de la base de la Formación Zuloaga en la Sierra de Catorce, se encuentran extremadamente deformadas, ya que este horizonte corresponde con un horizonte de deslizamiento o *detachment* que se describe más adelante. Con las dificultades que implica interpretar las relaciones estratigráficas precisas entre la Formación La Joya y la Formación Zuloaga, con base en observaciones detalladas,

tanto en el área como a nivel regional, en el presente estudio se considera una transición normal entre las facies terrígenas de la Formación la Joya y las calizas de la Formación Zuloaga. Respecto a la facies de relativa mayor profundidad interpretada por Bacon (1978) para las primeras capas de caliza en la base de la Formación Zuloaga, se observa a nivel regional que el tope de la Formación La Joya aparece bien estratificado y laminado, y con marcas de oleaje, indicando un ambiente marino somero, por lo que las primeras calizas de la Fm. Zuloaga no corresponden exactamente con la base de la transgresión marina y su depósito correspondería lógicamente con una facies de cierta profundidad y con el cese de los aportes terrígenos. Así mismo, a nivel regional se interpreta la ocurrencia de algunas capas margosas hacia la base de la secuencia calcárea como una transición entre la Formación La Joya y la Formación Zuloaga. Sin embargo, la base de la Formación Zuloaga en la Sierra de Catorce, que inicialmente fue considerada como margosa por su aspecto terroso, laminado y coloración grisamarillenta (Barboza-Gudiño, 1989), parece haber estado constituida esencialmente por calizas muy similares a las de la cima de la misma formación, de acuerdo con estudios petrográficos al microscopio, siendo su aspecto actual únicamente el resultado del intenso cizallamiento que les imprimió el aspecto de una roca totalmente triturada y en parte finamente laminada, en donde las laminas son en sí superficies de cizalla con calcita recristalizada y numerosos indicadores cinemáticos microscópicos, como se describe más adelante.

La Caliza Zuloaga ha sido ubicada de manera general en el Oxfordiano, esencialmente por su fauna de amonites

y pelecípodos (Burckhardt, 1930), pelecípodos (Imlay, 1940) y corales (Reyer de Castillo, 1978), aunque su fauna más característica son los gasterópodos del género *Nerinea*.

### **Formación La Caja (Kimmeridgiano – base del Berriasiano, Jkt Lm-Mg)**

La Formación La Caja (Imlay, 1938) en el área de estudio consiste en capas delgadas de calizas margosas alternando con limolitas y areniscas bituminosas, con cefalópodos, gasterópodos, pelecípodos y braquiópodos. La fauna de esta unidad en la Sierra de Catorce, principalmente de cefalópodos ha sido descrita por Verma y Westerman (1973) y demuestra una edad del Tithoniano, con algunos especímenes del Kimmeridgiano. En el área de estudio, el espesor de esta unidad varía entre 30 y 50 m, aunque frecuentemente la unidad completa puede estar ausente por efectos tectónicos como deslizamientos durante el plegamiento. La Formación La Caja es correlacionable con la Formación La Casita del noreste de México, la cual se considera una facies equivalente de plataforma más cercana a la costa (*near shore*) que evoluciona desde facies deltaicas en la periferia de la Península de Coahuila hasta las facies más profundas hacia el suroeste. De acuerdo con Adatte *et al.* (1994, 1996), la Formación La Casita en el noreste alcanza la base del Berriasiano en desacuerdo con la idea generalizada del límite Jurásico–Cretácico justo en el límite de las formaciones La Casita y Taraises. El ambiente de depósito de esta unidad hacia el oriente de la Sierra de Catorce, puede interpretarse como nerítico abierto, de profundidad moderada entre 50 y 70 metros (Villaseñor-Martínez *et al.*, 1991), de acuerdo con el tipo de organismos que conforman la fauna arriba descrita, los cuales requieren de buena oxigenación. En la porción noroccidental de la sierra, dicha oxigenación estuvo mucho más restringida, existiendo acumulaciones del mismo tipo de organismos, pero que localmente se preservaron en condiciones anóxicas con producción de bitumen. Hacia su cima, esta formación pasa de manera transicional a la Formación Taraises

### **Formación Taraises (Berriasiano – Valanginiano, Kbev Mg-Lu)**

La Formación Taraises fue descrita por Imlay (1936) en la Sierra de Parras, Coahuila. En el área de estudio consiste de una alternancia de capas delgadas a medianas de calizas arcillosas con algunas bandas de pedernal negro y alternancia de horizontes delgados de materiales terrígenos. Las calizas son de color gris intermedio a oscuro en superficie fresca y gris claro a azul grisáceo muy característico de esta unidad en superficie intemperizada. En el caso de los horizontes terrígenos, la coloración es gris intermedio a oscuro, presentando colores de intemperismo que van del gris claro amarillento al rosado.

Texturalmente, las calizas pueden describirse como un *mudstone* a *wackestone* con componentes biógenos como calciesferas, foraminíferos planctónicos, radiolarios y calpionélidos. Otros rasgos que se observan en esta unidad son algunos lentes y en ocasiones bandas de pedernal negro de 5 a 8 cm de espesor, además de pequeños nódulos de hierro, principalmente en la fracción terrígena. Los microfósiles son escasos y mal preservados, reconociéndose algunos amonites y belemnites.

El espesor de la Formación Taraises es comparable al de la Formación La Caja (30 a 50 m), ocurriendo frecuentemente un adelgazamiento y, en determinados lugares, la casi total ausencia de la unidad por efectos tectónicos de cizallamiento extremo debido a deslizamientos a lo largo de estos horizontes. El límite superior de esta unidad con las calizas de la Formación Tamaulipas Inferior es concordante y puede ser situado en el punto en donde disminuyen considerablemente los horizontes terrígenos y los bancos de caliza alcanzan espesores de casi 1 m.

Es difícil precisar la edad de la Formación Taraises en la Sierra de Catorce debido a la mala preservación de su fauna, sin embargo por la presencia de calpionélidos, y dado que la Formación La Caja comprende al Tithoniano y pudiera alcanzar la base del Berriasiano, la edad de estas capas sería Berriasiano–Valanginiano, ya que esos microfósiles comprenden dichas edades y prácticamente no se presentan en el Hauteriviano.

El ambiente de depósito que se puede inferir para esta unidad en el área de la Sierra de Catorce, es pelágico de moderada profundidad en transición a una cuenca, con aportes de carbonatos y alternancia de terrígenos, lo anterior con base en la litología y fauna presentes

### **Formación Tamaulipas Inferior (Hauteriviano – Barremiano, Khba Cz)**

La Formación Tamaulipas Inferior, consistente en calizas de cuenca, fue originalmente definida por Muir (1936) en Tamaulipas. En la Mesa Central, una unidad comparable en edad y facies ha sido cartografiada por numerosos autores como “Formación Cupido”, siguiendo el criterio de Díaz (1953), quien propone que el nombre de Formación Tamaulipas Inferior sea restringido al noreste de México y que el nombre de Formación Cupido (Imlay, 1937) sea usado para secuencias similares hacia el poniente. Sin embargo, la Formación Cupido es interpretada como una facies de aguas poco profundas de plataforma y en parte arrecifal, que se extiende en el norte de México, mientras que las secuencias expuestas en la Mesa Central son facies de una cuenca que paleogeográficamente se puede interpretar como la misma cuenca en donde se depositaron las calizas de la Formación Tamaulipas Inferior, con algunos elementos morfoestructurales que separaban estas dos regiones, constituyéndose posteriormente dichos elementos en el bloque sobre el cual se desarrolló la Plataforma Valles–

San Luis Potosí hacia el Albiano–Cenomaniano. Por tal motivo en el presente trabajo se usa para esta unidad el nombre de Formación Tamaulipas Inferior, la cual se considera como equivalente en edad de la Formación Cupido.

La Formación Tamaulipas Inferior en la Sierra de Catorce está constituida por calizas micríticas tipo *mudstone* a *wackestone* en capas gruesas a bancos, con típicos nódulos irregulares de pedernal gris claro a oscuro y café, estilolitas paralelas a la estratificación, frecuentes nódulos de hierro y pequeños amonites de 0.5 a 2 cm de diámetro aunque en algunos casos se observaron algunos de más de 10 cm, comúnmente coloreados por algún tipo de oxidación, así como algunos pequeños belemnites de menos de 3 cm de largo. En el microscopio se reconocen numerosas calciesferas, radiolarios y foraminíferos planctónicos, así como frecuentes fragmentos de bivalvos o de ostracodos.

La Formación Tamaulipas Inferior en el área cartografiada es una secuencia de aproximadamente 200 m de espesor, que sobreyace de manera concordante y transicional a la Formación Taraises, y su base es situada en el nivel donde termina la alternancia de calizas o margas con lutitas y prevalece la litología de capas gruesas a bancos de caliza. El límite superior es con la Formación Otates o Formación La Peña y fue observado en numerosos puntos como concordante y bien marcado en el área cartografiada, coincidiendo con un cambio brusco en la litología, al pasar de los bancos de caliza arriba descritos, a capas delgadas de calizas y calizas margosas, nuevamente con alternancia de lutitas.

Para la Sierra de Catorce, la edad de esta formación ha sido establecida en el Hauteriviano–Barremiano por su posición estratigráfica, además de los microfósiles planctónicos, escasos belemnites y pequeños amonites, así como la ausencia de calpionélidos del Valanginiano presentes en La Formación Taraises que la subyace (Ross, 1979). Dadas las características litológicas y la fauna presente, esta unidad se depositó en un ambiente pelágico de cuenca con moderada profundidad y aguas tranquilas aunque bien oxigenadas.

### **Formación Otates (Aptiano, Kap Mg-Lu)**

La Formación Otates fue inicialmente descrita por Muir (1936) como “Horizonte Otates” y es un equivalente de la Formación La Peña de Humphrey (1949), quien modificó la definición original de Imlay (1936). Posteriormente, Humphrey y Díaz (1956) elevaron el denominado Horizonte Otates al rango de formación y restringieron el uso de este nombre para el este de México. Por su pequeño espesor y carácter arcilloso, esta unidad permite reconocer y separar las secuencias de calizas de las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior. Para evitar confusión, en el presente trabajo se ha preferido usar el nombre de Formación Otates, ya que en la Mesa Central el nombre de Formación La Peña ha tenido una amplia difusión para designar a una unidad que incluye a la verdadera

Formación La Peña en su base, más la Formación Tamaulipas Superior en su cima (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Tristán-González *et al.*, 1995).

En la Sierra de Catorce, esta unidad consiste de calizas margosas en capas delgadas de 5 a 15 cm de espesor alternando con lutitas y limolitas. Las primeras son de color gris claro a intermedio y las fracciones terrígenas adquieren coloraciones amarillentas a rosadas. Frecuentemente ocurren capas finas o láminas de lutitas de color amarillo intenso, así como bandas delgadas de pedernal negro. Las calizas son micríticas, tipo *mudstone* a *wackestone* con contenido de abundantes microorganismos planctónicos. Como macrofósiles pueden ocurrir impresiones de algunos amonites, normalmente en muy malas condiciones de preservación. Es notable la pobre resistencia de esta unidad a la erosión, ya que en el campo es común localizarla en zonas de puertos estrechos entre cerros formados por las calizas más puras y resistentes de las unidades subyacente y sobreyacente.

El espesor es de 30 a 40 m y sobreyace de manera concordante y en un límite bien marcado a la Formación Tamaulipas Inferior o “Formación Cupido” del Hauteriviano–Barremiano y posiblemente la parte inferior del Aptiano (Ross, 1979). El límite con la Formación Tamaulipas Superior que la sobreyace es transicional, pasando gradualmente de la secuencia de capas delgadas de la Formación Otates, a una secuencia de capas medianas y algunas capas gruesas de calizas más puras, con horizontes de materiales terrígenos intercalados.

De acuerdo con su posición estratigráfica, las edades reportadas para las formaciones La Peña en el noreste de México y Otates al este, así como la posición de esta unidad entre los biohorizontes de *Globigerinelloides* spp. y *Favusella washitensis* reconocidos por Ross (1979), esta formación es de edad Aptiano inferior a medio.

La Formación Otates, como se ha considerado en esta cartografía, es correlacionable con la Formación La Peña del norte–noreste de México y correlacionable en edad sólo con la parte inferior de la unidad descrita en trabajos previos de La Mesa Central como Formación La Peña (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Tristán-González *et al.*, 1995).

El ambiente de depósito que se interpreta para esta unidad es de cuenca, con aguas tranquilas por debajo de la influencia del oleaje, condiciones parcialmente reductoras y un aporte constante de materiales terrígenos.

### **Formación Tamaulipas Superior (Aptiano Superior – Albiano Inferior, Kapa Cz-Mg)**

La Formación Tamaulipas Superior fue definida por Muir (1936) en el Cañón de la Borrega, al suroeste de Cd. Victoria, Tamaulipas, como una secuencia de 134 m de calizas de estratificación mediana, con lentes y bandas de



pedernal de varios colores. Díaz (1953) propone que la parte superior de esta unidad es equivalente de la Formación Cuesta del Cura y reconoce como Formación Tamaulipas Superior solamente 93 m de la parte inferior de la secuencia descrita por Muir (1936).

En la presente cartografía se ha seguido el criterio de Díaz (1953), reconociéndose como Formación Tamaulipas Superior a una secuencia de 50 a 60 m de calizas color gris intermedio de estratificación mediana a gruesa con alternancia de capas arcillosas delgadas de color gris claro amarillento y violáceo. Las calizas son micríticas, tipo *mudstone* a *wackestone* con abundantes calciesferas o foraminíferos planctónicos y pequeños amonites, comúnmente de color negro, así como nódulos y bandas de pedernal de color gris, café y negro.

Esta unidad sobreyace con contacto transicional a la Formación Otates del Aptiano y subyace, también transicionalmente, a la Formación Cuesta del Cura. En su estudio "Formación Tamaulipas no diferenciada", Ross (1979) considera una edad del Aptiano superior y Albiano inferior para las capas correspondientes con esta unidad, con base en la identificación de los biohorizontes de *Favusella washitensis*, *Colomiella recta*, *Pithonella innominata* y la culminación de *Microcalamoides diversus*. Esta unidad es correlacionable en edad con la Formación Aurora que es un equivalente de plataforma y en parte arrecifal. El ambiente de depósito se interpreta como nerítico profundo, con buena oxigenación y un aporte cíclico constante de sedimentos terrígenos.

### **Formación Cuesta del Cura (Albiano – Cenomaniano, Kace, Cz)**

La Formación Cuesta del Cura fue definida por Imlay (1936) en el sector denominado Cuesta del Cura, en la Sierra de Parras, sur de Coahuila. La secuencia descrita originalmente comprende 64 m de capas delgadas de caliza con arcillas intercaladas y bandas de pedernal, que sobreyacen a la Formación Aurora del Albiano Inferior y subyacen a la Formación Indidura del Turoniano. Esta formación tiene una amplia distribución en el norte y noreste de México, en la Sierra Madre Oriental y en la Mesa Central.

En la Sierra de Catorce, la Formación Cuesta del Cura forma amplios afloramientos en la parte norte y en general en los flancos oeste y este de la sierra. Hacia el área del Cerro del Fraile, en el Distrito Minero de La Paz, se observan en esta unidad interdigitaciones de los depósitos de talud de la Plataforma Valles–San Luis Potosí. La Formación Cuesta del Cura en la Sierra de Catorce, consta de 100 a 150 m de calizas de color gris intermedio a oscuro en capas delgadas con bandas y lentes delgadas de pedernal negro y algunas intercalaciones de materiales terrígenos. Frecuentemente se observa en las calizas una laminación por la presencia de terrígenos y también como resultado de acumulaciones periódicas de numerosos foraminíferos y

otros microorganismos que permiten describir a la roca como un *mudstone* a *wackestone* con abundantes microorganismos pelágicos.

La Formación Cuesta del Cura sobreyace de manera concordante y en un contacto transicional a la Formación Tamaulipas Superior; su contacto superior con la Formación Indidura es también concordante y transicional. Hacia el este, esta unidad se interdigita con las facies del talud de la Plataforma Valles–San Luis Potosí, representadas por brechas bioclásticas y una potente secuencia de turbiditas calcáreas de grano fino (formación Limones de Bacon, 1978).

La edad de la Formación Cuesta del Cura en la Sierra de Catorce está bien documentada por la fauna, principalmente de amonites, reportada por Bacon (1978) y Stinnesbeck (1983). El primero reporta: *Anisoceras neohispanicum* Böse, *Anisoceras zacatecanum* Böse, *Diptyhoceras mazapilense* Böse, *Idiohamites* sp., *Tetragonites zacatecanum* Böse y *Turrilites camachoensis* Böse. Los amonites determinados por Stinnesbeck (1983) son: *Hamites zacatecanum* Böse = *Ancyloceras Zacatecanum* Böse, *Hamites* sp. = *Crioceras* sp. y *Maniella* sp. Este último autor considera una edad del Albiano Superior–Cenomaniano. Los fósiles recolectados durante el presente trabajo incluyen principalmente *Turrilites* sp. y *Hamites* sp.

Esta unidad ha sido reconocida en Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas, así como en gran parte de la Mesa Central. En edad, es también correlacionable con facies de plataforma y talud de la Plataforma Valles–San Luis Potosí, existiendo la interdigitación antes descrita. Por su contenido faunístico y microfaunístico así como su litología se interpreta que la Formación Cuesta del Cura se depositó en un ambiente marino pelágico de cuenca con profundidades, particularmente en el área estudiada, correspondientes a una zona circalitoral a epibatial de más de 200 m en aguas tranquilas y bien oxigenadas. Cabe destacar que durante el depósito de esta unidad se alcanzaron hacia el oeste las mayores profundidades de la denominada Cuenca Mesozoica del Centro de México.

### **Formación Indidura (Turoniano – Coniaciano, Kt Cz-Lu)**

La Formación Indidura fue originalmente descrita por Kelly (1936) en la región de Delicias, Coahuila. En esa región consiste en 30 m de capas delgadas de lutitas y calizas, lajas que sobreyacen a la Caliza Aurora y contienen fauna del Albiano tardío al Turoniano.

Esta unidad aflora esencialmente en las partes externas de la Sierra de Catorce y consiste en calizas arcillosas y lutitas, de color gris intermedio a pardo con tonalidades rojo violáceo y amarillo verdoso en superficie intemperizada. Las capas de caliza varían de gruesas en la base de esta unidad, a delgadas, de 5 a 10 cm de espesor hacia la

cima, llegándose a constituir en una secuencia rítmica de alternancia de capas de caliza y capas de arcillas con algunos horizontes de terrígenos y materiales probablemente volcánoclasticos de color café, gris claro, blanco, amarillo y rojo, con contenido localmente abundante de *Inoceramus* sp. En el microscopio, las calizas son micríticas a biomicríticas por su abundante contenido de componentes biógenos como calciesferas, foraminíferos globulares (*Globigerina* sp.), biseriales (*Heterohelix* sp.) y *Globotruncana* sp., (descripción del Dr. R. López-Doncel), además de algunos componentes no biógenos como pequeños granos de cuarzo y minerales opacos. El espesor total de esta unidad es difícil de medir con precisión por los numerosos pliegues recumbentes que la afectan, aunque se puede estimar mayor que 150 m. La Formación Indidura sobreyace de manera concordante y transicional a la Formación Cuesta del Cura y de igual forma subyace a la Formación Caracol. Al igual que la Formación Cuesta del Cura se interdigita en esta zona con las facies de talud de la Plataforma Valles–San Luis Potosí.

Por su posición estratigráfica, sobreyaciendo a la Formación Cuesta del Cura del Albiano Superior–Cenomaniano, así como por su contenido de *Inoceramus labiatus* (Imlay, 1936; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994) se considera a la Formación Indidura del Turoniano, incluyendo parte del Cenomaniano Superior, correlacionable con la Formación Soyatal de la zona de la Plataforma Valles–San Luis Potosí y con la Formación Agua Nueva de la Cuenca Tampico–Misantla. En su parte inferior se interpreta un medio batial a sublitoral de cuenca en donde se depositaron calizas en alternancia rítmica con materiales terrígenos, prevaleciendo condiciones reductoras, por la presencia de nódulos de óxidos de hierro posiblemente a partir de pirita.

### **Formación Caracol (Santoniano–Maastrichtiano)**

La Formación Caracol fue descrita originalmente por Imlay (1936) en el Arroyo del Caracol, en la Sierra de San Ángel, región de Parras, Coahuila. Siendo descrita como una serie de tobas desvitrificadas, lutitas y calizas que descansan concordantemente sobre la Formación Indidura. Esta unidad tiene una amplia distribución en la Cuenca Mesozoica del Centro de México, desde el noreste de Durango y el sur de Coahuila hasta la parte sur de la Mesa Central, en Zacatecas y la parte occidental de San Luis Potosí.

Esta unidad no aflora en el área cartografiada, sin embargo, está presente unos kilómetros al suroeste de la misma, aún dentro de la Sierra de Catorce y consta de lutitas calcáreas y sólo escasas areniscas en comparación con otros afloramientos de la misma formación en la región, en donde prevalecen las segundas. Las lutitas calcáreas son de color gris pardo en superficie fresca y amarillento en superficie

intemperizada, afectadas por un intenso clivaje pizarroso. Las areniscas son de grano fino y ocurren en forma de capas delgadas con laminación paralela y oblicua curvada en algunas capas, esporádicamente pueden ocurrir también delgadas capas margosas. El espesor total de esta unidad es difícil de medir por encontrarse erosionada su cima, así como por el intenso plegamiento, sin embargo, en la zona afloran espesores mayores de 100 m.

La Formación Caracol sobreyace concordantemente a la Formación Indidura y el límite entre ambas unidades es transicional, siendo esta formación la más joven de las unidades mesozoicas reconocidas en la zona ya que solamente se observa sobreyacida, de manera discordante, por unidades cenozoicas, principalmente conglomerados del Plioceno–Cuaternario o basaltos del Oligoceno y Mioceno o más jóvenes. Debido a que los fósiles en esta unidad son escasos, solamente es posible inferir, por su posición estratigráfica, una edad posterior al Turoniano (Formación Indidura).

Por su litología y rasgos sedimentológicos, estos depósitos ocurrieron en una cuenca poco profunda, con libre circulación y parcial influencia del oleaje, dentro de una zona sublitoral entre 50 y 100 m de profundidad.

### **Cenozoico**

En diferentes puntos de la Sierra de Catorce afloran rocas magmáticas porfídicas, en forma de cuerpos tipo troncos y diques radiales que parten de los mismos cuerpos principales, que en la mayoría de los afloramientos se presentan muy intemperizadas. En general la composición de estas rocas es cuarzomonzonítica a monzonítica, por su contenido de fenocristales de plagioclasa de ~20 %, así como feldespato alcalino en una proporción similar y un contenido de cuarzo por debajo de 10%, además de pequeños cristales de hornblenda y una matriz de grano fino, constituida principalmente por feldespato, cuarzo y minerales máficos cloritizados. La textura es porfirítica, con fenocristales de feldespato de hasta 2 cm de ancho y 3 cm de largo parcialmente reabsorbidos. El color de la matriz y en conjunto el de la roca, es gris verdoso en superficie fresca y amarillento con tonalidades cafés y rojizas a ocre en superficie intemperizada. Estos cuerpos intrusionan a toda la secuencia mesozoica y de acuerdo con sus relaciones estratigráficas tienen una edad del Paleógeno; una datación isotópica de una muestra del área de Potrero de Catorce, realizada por Mugica y Albarrán (1983) por el método K-Ar en plagioclasa, arrojó una edad de  $53 \pm 4$  Ma (Eoceno).

Las únicas rocas volcánicas cenozoicas que se observaron en el área son rocas basálticas que forman pequeños conos y derrames. Estas rocas tienen una amplia distribución en la Mesa Central, presentándose en la Sierra de Catorce sólo en las áreas de Real de Catorce y en el frente noroccidental de la sierra, así como en la zona del Cerro del Fraile, en el Distrito Minero de La Paz. Se

presentan en forma de lavas masivas a vesiculares, en parte pseudoestratificadas o bandeadas. Su color en superficie fresca es negro y en superficie intemperizada café rojizo. La textura puede ser vesicular o amigdaloides, conteniendo cuarzo y calcita como relleno de las vesículas. Al microscopio se reconocen como componentes esenciales clinopiroxeno y olivino, así como fenocristales de plagioclasa, que también ocurren abundantemente en la matriz como finos cristales aciculares. Todos estos minerales presentan frecuentemente contornos corroídos, siendo también comunes los agregados de minerales opacos oxidados. La textura es porfídica, con matriz intersertal, regularmente sin orientación apreciable de los diferentes componentes. Por su composición mineralógica, esta roca ha sido clasificada como un basalto olivínico. Los derrames basálticos en todos los casos se observaron sobreyaciendo a unidades mesozoicas y, en particular en la zona del Cerro del Fraile fuera del área cartografiada, éstos no se observan afectados por las intrusiones granodioríticas del Oligoceno y sobreyacen en parte a rocas previamente alteradas por el metamorfismo de contacto. Por sus relaciones estratigráficas, estos basaltos se interpretan de edad terciaria, post-Oligoceno Inferior.

Los depósitos conglomeráticos que afloran principalmente en la periferia de la Sierra son producto de la erosión de las diferentes unidades estratigráficas que la conforman, tras el levantamiento de la misma, por lo que existe una gran variedad de rocas ígneas y sedimentarias entre sus componentes clásticos. Los conglomerados ocurren en forma de abanicos aluviales y se trata de depósitos de materiales en parte consolidados o cementados por caliche y en parte poco consolidados o no consolidados. La granulometría es muy variada, desde arenas hasta cantos rodados o bloques de un decímetro o más de diámetro. Comúnmente, estos depósitos ocurren en forma de lentes o canales dentro de otros depósitos más finos de arenas y limos calcáreos. Carecen de restos fósiles de vertebrados. El espesor es muy variable y se puede observar en los cortes de los arroyos, formando barrancos de uno o dos metros hasta de decenas de metros. Estos depósitos se observan también formando terrazas hacia las partes internas de los cañones más grandes que cortan a la sierra.

Los conglomerados se observan sobreyaciendo en forma discordante a las formaciones principalmente del Cretácico Superior, contienen clastos de todas las unidades cretácicas e ígneas terciarias y ocurren comúnmente por debajo de suelos y aluviones cuaternarios.

Se encontraron así mismo una serie de pequeños depósitos de travertino asociados a manantiales, siendo algunos de estos cuerpos de dimensiones cartografiables. Los principales depósitos de este tipo se localizan en la zona de la Cañada Ojo de Agua. Se trata de agregados de carbonato de calcio, muy porosos, de color blanco a crema, con numerosos moldes de algunas plantas recientes como lechuguillas (*Agave lecheguilla*) y guapillas (*Agave striata*) bien preservados, además de ramas y hojas pequeñas de

arbustos. En algunos puntos se pueden observar bandeamiento y una textura más gruesa de los cristales de carbonato siendo más común un aspecto masivo. El espesor de estos cuerpos es pequeño, de 1 a 2 m, aunque localmente existen cuerpos de poca extensión con varios metros de espesor en rellenos de cavidades. Por sus relaciones estratigráficas y el contenido de moldes bien preservados de ejemplares de la flora actual, estos depósitos se pueden considerar del Pleistoceno o del Holoceno y, por su asociación con fuentes o manantiales actuales, aún en la actualidad pueden ocurrir depósitos de este tipo. Su origen está relacionado con el aporte de carbonatos disueltos en aguas subterráneas que emanan en algunos puntos, principalmente a lo largo de fallas o contactos litológicos abruptos, depositando el carbonato al momento de su emanación a la superficie.

Finalmente, depósitos cuaternarios de aluvión, que incluyen limos calcáreos y arcillas, ocurren principalmente en las partes muy distales de los abanicos aluviales y sobre las planicies, en donde existe ya un desarrollo de suelo. En algunos cortes de los arroyos se pueden observar lentes de arenas y gravas y, hacia la parte superior, el parcial desarrollo de horizontes de suelo.

## ESTRUCTURA

La estructura externa de la Sierra de Catorce es la de un bloque levantado en forma asimétrica, a manera de un pilar tectónico de orientación general norte-sur, delimitado en su margen occidental por una falla o zona de falla de más de 40 km de largo (Figura 7), para la cual se estima un salto vertical de más de 500 m, con base en el espesor de materiales aluviales cortados por pozos en el Valle de Wadley. Esta estructura es cortada por fallas de orientación general noroeste y este-noroeste, lo cual permite ubicarla en el Terciario temprano (pre-Eoceno Inferior), ya que las fallas noroeste y este-noroeste comúnmente albergan a diques cuarzomonzónicos del Ypresiano (Mugica y Albarrán, 1983) mencionados anteriormente.

Hacia el oriente, el levantamiento de la Sierra de Catorce se encuentra delimitado por una serie de fallas menores y dispersas, reconociéndose algunas fallas de orientación general norte-sur pero de menor magnitud. Únicamente hacia la zona del distrito minero Santa María de La Paz existe una falla mayor norte-sur, conocida como la Falla Dolores o la Gran Falla, aunque ésta es postoligocénica o ha tenido una reactivación en ese tiempo, ya que corta a un intrusivo granodiorítico de  $35.7 \pm 1.0$  Ma (K-Ar en biotita) datado por Tuta *et al.*, (1988).

Además de las fallas de orientación norte-sur que delimitan este levantamiento al Oeste y al Este, se observan también en sus límites norte y sur y de manera más notable en el extremo norte de la sierra, fallas de orientación oeste-noroeste a este-oeste

El extremo noroeste de la Sierra de Catorce, que corresponde con el área cartografiada en escala 1:10,000



Figura 7. Mapa estructural simplificado de la Sierra de Catorce, mostrando las principales estructuras plegadas internas y las fallas normales que delimitan a los bloques mayores.

(Figura 2), constituye la parte más levantada de la sierra, en donde quedan expuestas las unidades estratigráficas más antiguas. Los límites de este bloque son la falla norte–sur del frente occidental de la Sierra de Catorce al poniente, fallamientos menores al oriente, que marcan un límite difuso, y límites muy marcados por las denominadas fallas de La Puerta del Sol, al norte, con rumbo N 80° W y de San Juan de Matanzas, al sur, con rumbo N 75° W.

### Estructura interna de la Sierra de Catorce

Internamente, la Sierra de Catorce está constituida por una serie de pliegues asimétricos con vergencia este–noreste en la porción occidental y simétricos, con plano axial vertical hacia la porción oriental. En general se reconocen en la Sierra de Catorce, de oeste a este: 1) una estructura con levantamiento extremo, denominada aquí anticlinal Los Catorce, la cual exhibe en su núcleo a la unidad más antigua reconocida en la presente cartografía y, principalmente en su flanco occidental, a todas las unidades jurásicas y cretácicas anteriormente descritas (Figura 7); 2) el sinclinal de Santa Ana, que corre a lo largo de la sierra con rumbo norte–noreste, conteniendo los afloramientos más extensos de las unidades del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior; 3) el anticlinorio de Tahonas, que en gran parte incluye a los afloramientos más extensos de la Formación Zuloaga en el núcleo de la Sierra de Catorce; se reconocen una serie de estructuras plegadas menores y simétricas que en la parte norte de la sierra presentan plano axial vertical, mientras que hacia la parte sur muestran una vergencia y

recumbencia hacia el este; 4) Finalmente, el frente oriental de la sierra está constituido por el flanco de una estructura sinclinal, el sinclinal de Limones, cuya parte central forma el valle del mismo nombre y que separa a la Sierra de Catorce del Anticlinal o Sierra del Fraile.

En el anticlinal de Los Catorce se presenta un fenómeno poco observado en la región, o por lo menos pocas veces tan evidente: la ocurrencia de horizontes extremadamente cizallados en niveles estratigráficos específicos así como diversas anomalías en la sucesión de las diferentes unidades, lo cual consideramos como evidencia de zonas de despegue (*detachment* o *décollement*) y una tectónica de napas.

### Zonas de despegue y tectónica de napas en la Sierra de Catorce

En la Sierra de Catorce es muy evidente un horizonte extremadamente deformado en la base de las calizas de la Formación Zuloaga, el cual se manifiesta como una zona discontinua de calizas de color blanco a gris claro, transformadas casi totalmente en “harina de roca” o con muy densas superficies de cizalla subparalelas a la estratificación  $S_0$ , que dan el aspecto de una fina laminación en la roca. En ocasiones, dichas superficies sólo pueden ser identificadas como superficies de cizalla (C) en lámina delgada, ya que presentan recristalización de carbonato y clastos tipo “ $\theta$ ”. Aunque no se realizó un análisis estadístico de estos indicadores cinemáticos microscópicos, los mismos muestran de manera general una rotación o dirección del transporte

tectónico de la cubierta hacia el este–noreste. En síntesis, el único factor que impide ver con claridad una estructura “SC” propia de las rocas milonitizadas, es el mal desarrollo de una foliación S1 que estaría cortada por las superficies “C”. El aspecto remolido de la roca, que originalmente fue descrito como un miembro margoso que ocurre frecuente en la base de la Formación Zuloaga en varias localidades de la Mesa Central (Barboza-Gudiño, 1989), es en las rocas de la Sierra de Catorce producto enteramente del cizallamiento extremo de lo que originalmente fueron bancos gruesos de calizas microesparíticas a bioesparíticas y ocasionalmente oolíticas, de acuerdo con relictos observados de este tipo de componentes biógenos y abiógenos, ya que a nivel de láminas delgadas no se observan evidencias de la presencia de materiales terrígenos mas que de manera muy aislada.

Otros niveles cizallados subparelos a las unidades mecánicamente más plásticas o dúctiles, ocurren entre las formaciones La Caja y Taraises, así como en la Formación Otates y un horizonte más en la parte superior de la secuencia turbidítica del Triásico Superior y la base de la secuencia volcánica de la Formación Nazas. Por su posición, subparalela a la estratificación, estos niveles cizallados son considerados como superficies de despegue. Sin embargo, aunque el transporte tectónico que de manera general se reconoce en la sierra es hacia el este–noreste, algunos indicadores cinemáticos y planos de fallas normales subparalelos a la estratificación, que es bastante inclinada sobre el flanco occidental de la sierra, sugieren que algunos deslizamientos entre estas unidades pudieron también ocurrir en etapa posterior por gravedad hacia el oeste, esencialmente durante el levantamiento, coincidiendo el mayor desarrollo de estas estructuras con la porción noroccidental de la sierra, misma que como se ha descrito, es la parte más levantada.

Algunas de las estructuras observadas en el área de estudio pueden ser producto de movimientos relativos de las unidades calcáreas rígidas y más potentes como la Formación Zuloaga, la Formación Tamaulipas Inferior y la Formación Tamaulipas Superior. Dichas estructuras se formaron durante la fase inicial de la deformación, teniendo como horizontes esenciales de deslizamiento a los arriba mencionados. Sin embargo, existen también evidencias de despegue y la clara separación de napas que evidentemente tuvieron un transporte tectónico considerable. Aunque en ningún caso se observó una estructura con inversión de la secuencia estratigráfica, es común observar que faltan en la secuencia partes considerables o unidades completas como se describe a continuación para afloramientos o casos específicos:

a) En el Cerro La Calabaza (Figura 2) descansan capas de la Formación Tamaulipas Superior en contacto tectónico sobre capas de las formaciones Taraises, La Caja o Zuloaga, faltando completamente la Formación Tamaulipas Inferior.

b) Entre los cerros El Indio y El Paisano descansa la Formación Tamaulipas Inferior directamente sobre la Formación La Joya, faltando por completo las formaciones

Zuloaga, La Caja y Taraises.

c). En los cañones Ojo de Agua y Los Catorce se observa, en la parte inferior, la secuencia incompleta, pero incluyendo a las formaciones Zuloaga, La Caja y Taraises. Sin embargo, hacia las partes altas, como son los cerros El Paisano, El Indio, La Bufa y El Quemado, estas unidades se acunian por completo, quedando las unidades cretácicas de las Formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior, en contacto tectónico, directamente sobre las areniscas y lutitas rojas de la Formación La Joya.

La Figura 8, muestra un modelo de evolución tectónica elaborado por Hoppe (2000) para explicar el desarrollo de las estructuras tipo napas observadas principalmente en el flanco norte de la Cañada Ojo de Agua, área en donde ocurre aparentemente el máximo grado de deformación y desarrollo de las mismas, en relación con un levantamiento que ocurre previo o durante el desarrollo de las napas, constituyéndose en una rampa para el despegue de las mismas.

### **Régimen de extensión y la posible influencia de un sistema transcurrente cenozoico**

La tectónica de extensión y levantamiento relativo de la Sierra de Catorce, han ocurrido desde el Terciario inferior, como se puede interpretar de los diques cuarzomonzoníticos emplazados en fallas de orientación este–oeste y noroeste, que han sido datados del Eoceno (Mugica y Albarrán, 1983). En general, los juegos de fallas que se reconocen y conforman un sistema que guarda un arreglo bastante simétrico con la orientación general del levantamiento de la sierra son: 1) un juego de fallas normales de orientación norte–sur (longitudinales), con su máxima expresión en el frente occidental de la sierra y relaciones de campo que lo hacen aparecer como el más antiguo, siempre cortado y desplazado por los otros juegos de fallas y fracturas; 2) fallas este–oeste a oeste–noroeste (transversales) que delimitan a la sierra hacia el norte y el sur y en parte ocurren dentro de la sierra seccionándola en bloques transversales con diferente levantamiento o hundimiento relativo; 3) una serie de fallas normales con una componente de cizalla lateral izquierda, de orientación noroeste (oblicuas); y 4) un sistema muy mal desarrollado de fallas normales con una componente dextral a manera de fallas conjugadas con las fallas de orientación noroeste (Figura 7). Se interpreta, dado el arreglo simétrico de todas estas estructuras, un origen estrechamente ligado con el levantamiento de la estructura de pilar tectónico orientada norte–sur y que ha sido descrita como la estructura externa de la Sierra de Catorce. Sin embargo, existen también indicios, como la presencia de basaltos miocénicos que evidencian la influencia de una zona de debilidad cortical, la cual a nivel regional correspondería con evidencias de desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la denominada zona de la megafalla de San Tiburcio (Mitre-Salazar, 1989), cuya traza se representa en la Figura 1.



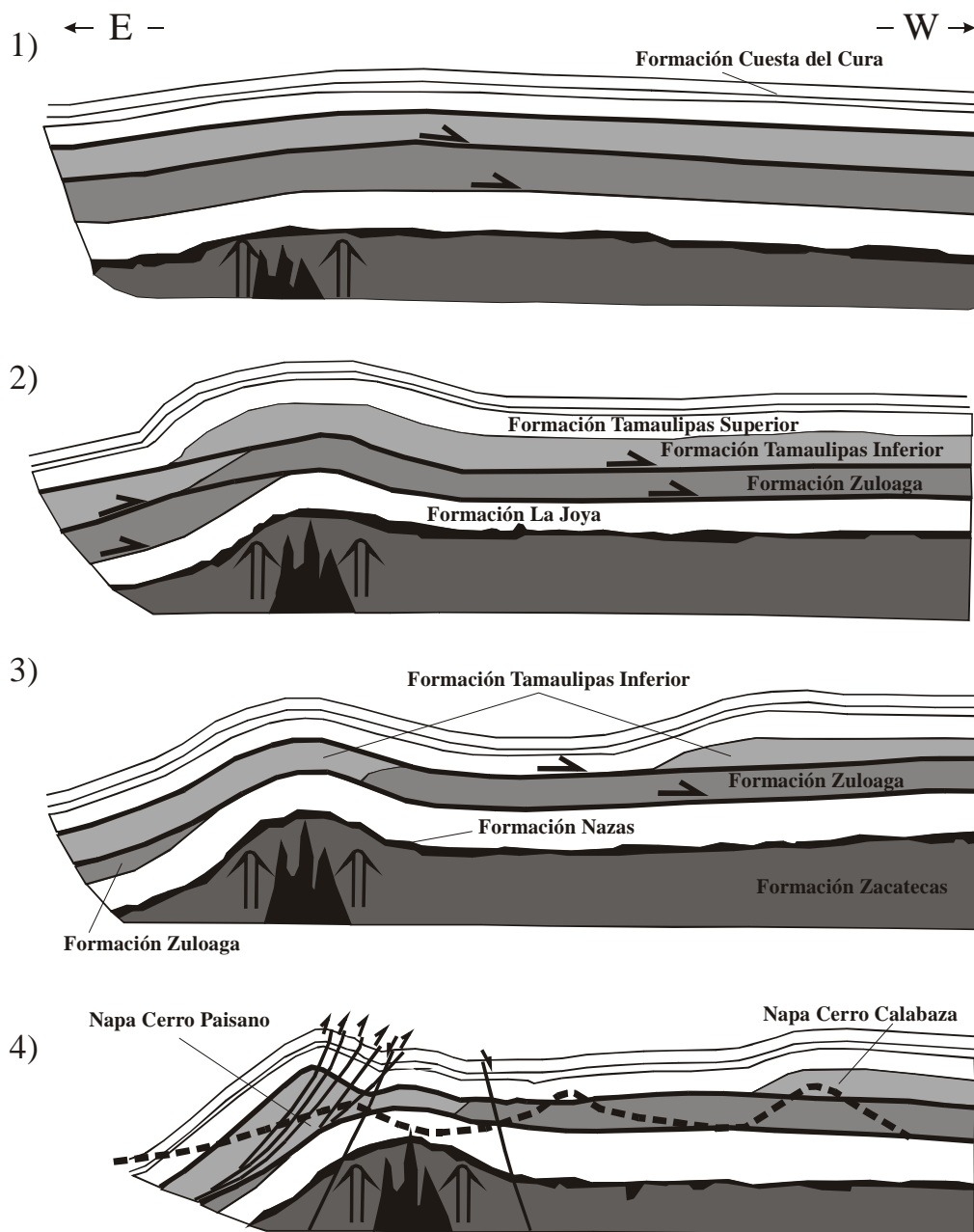


Figura 8. Modelo simplificado de evolución tectónica de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, mostrando la estructura de napas con corrimientos subparalelos a las unidades estratigráficas y la relación de este arreglo con el levantamiento máximo ocurrido en el área del Cerro El Paisano–Cerro La Calabaza, en la parte norte del área cartografiada. La línea discontinua en la sección 4, representa el relieve actual. Modificada de Hoppe (2000).

## CONCLUSIONES

La unidad estratigráfica más antigua que aflora en la Sierra de Catorce es comparable en litología y facies con las secuencias del Triásico Medio a Superior que afloran en la Sierra de Charcas, S.L.P., y en la localidad La Ballena de la Sierra de Salinas, Zacatecas (Cuevas-Pérez, 1985; López-Infanzón, 1986; Barboza-Gudiño *et al.* 1999; Silva-Romo *et al.*, 2000). No se cuenta aún con material fósil ni ninguna otra relación para precisar la edad de esta secuencia

en la Sierra de Catorce, aunque se puede concluir que esta secuencia es prebajociana, de acuerdo con la datación absoluta de las rocas volcánicas que la sobreyacen, pertenece a los depósitos de facies marginal hasta abanico submarino que ocurrieron en la margen occidental (en ese entonces pasiva) de Pangea o sudoccidental de Norteamérica desde el fin del Paleozoico y durante el Mesozoico Temprano (Triásico–Jurásico Inferior), comparable con secuencias como la de la Formación Antimonio en el estado de Sonora, que abarca un rango de edades desde el Pérmico

al Jurásico Inferior.

Posterior a una primera fase de deformación y levantamiento regional que hizo emerger las secuencias antes descritas, se presentó una fase de volcanismo subaéreo de arco, consecuencia de un proceso de subducción que se había instalado a lo largo de la misma margen sudoeste de Norteamérica (Sedlock *et al.*, 1993; Barboza *et al.*, 1998). Dicho arco pertenece al arco cordillerano Jurásico y su presencia en la Sierra de Catorce implica un desplazamiento hacia el este con respecto a los segmentos de arco jurásicos de la margen occidental de Norteamérica y Sudamérica (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1995).

La transgresión marina del Jurásico Superior ocurre en la Sierra de Catorce hacia el Oxfordiano, en el tope de la Formación La Joya y base de la Formación Zuloaga, ya que capas rojas de la parte superior de la Formación La Joya pertenecen a un ambiente marino somero, lo cual explica las facies de las primeras calizas de la base de la Formación Zuloaga, que corresponden con una cierta profundidad.

Las unidades cretácicas son comparables a las facies carbonatadas que se reconocen en el noreste de México, culminando el Cretácico con depósitos eminentemente terrígenos del Campaniano–Maastrichtiano sin que se haya registrado la presencia del límite Cretácico–Terciario.

Durante el Terciario temprano, la Sierra de Catorce experimentó la fase de deformación compresiva laramídica y un levantamiento que se continuó hasta el Mioceno. El primer proceso produjo la estructura interna plegada de la sierra y, hacia el extremo noroccidental de la misma, una tectónica de napas con parcial deslizamiento paralelo o subparalelo a la estratificación, que dio lugar al corrimiento de unidades superiores sobre unidades más antiguas, y explica la ausencia de algunas unidades intermedias en la secuencia.

La presencia de basaltos y andesitas basálticas del Neógeno indica el área de influencia de la zona de debilidad cortical a lo largo de la megafalla de San Tiburcio (Mitre-Salazar, 1989) que corre de noroeste a sureste sobre el extremo sur de la Sierra de Catorce (Figura 1). El levantamiento mismo de la sierra parece tener una cierta relación con dicha zona de falla transcurrente, la cual une a los levantamientos similares de Caopas y Charcas, los cuales exponen en sus núcleos, al igual que la Sierra de Catorce, a las secuencias de rocas prejurásicas que representan las unidades más antiguas que afloran en la Mesa Central.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores del presente artículo agradecen la revisión y valiosas sugerencias de los árbitros, así como de los editores de la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas y el apoyo en la digitalización de algunas figuras por el estudiante Gastón Venegas. El presente trabajo es resultado de diversas investigaciones que han sido realizadas gracias

a apoyos recibidos en diferentes etapas e instancias. Se agradecen los apoyos de CONACYT a través del proyecto 485500-5-25400T (Aportaciones a la paleogeografía del Triásico–Jurásico del Centro y Noreste de México), así como del proyecto SEP-CONACYT 2003-01-24-001-053 (Relaciones Paleogeográficas y Evolución de las Facies Marina y Continental del Triásico Superior en el Centro y Noreste de México). La realización de la Carta Geológico–Minera y Geoquímica de la Hoja Real de Catorce, para el Consejo de Recursos Minerales (COREMI/SECOFI), permitió a los autores profundizar en el conocimiento de la estratigrafía y la estructura de la Sierra de Catorce. El Fondo de Apoyo a la Investigación (FAI–UASLP) proporcionó a través de los proyectos C97-FAI-07-3.48/REF.38.97 y C02-FAI-11-27.88, los recursos para efectuar análisis químicos y dataciones isotópicas de algunas rocas volcánicas jurásicas, incluyendo las de la Sierra de Catorce que aquí se reportan.

## REFERENCIAS

- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., 1994, The Jurassic-Cretaceous boundary in northeastern México; confrontation and correlations by microfacies, clay minerals, mineralogy, calpionellids and ammonites: *GEOBIOS*, 17, 37–56.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., Hubberten, H., 1996, Paleogeographic setting of center-east Mexico at the Jurassic/Cretaceous boundary, correlation with NE-Mexico: *Mitteilungen Geologie-Paläontologie, Institut Universität, Hamburg*, 77: 379–393.
- Bacon, R.W., 1978, *Geology of the northern Sierra de Catorce*, San Luis Potosí, México: Arlington, University of Texas, tesis de maestría, 124 p.
- Baker, C.L., 1921, *General geology of the Catorce Mining District*: Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 66, 42–48.
- Barboza-Gudiño, J.R., 1989, *Geologische Kartierung (1:10,000) des Gebietes "Cañón General", Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México – mit besonderer Berücksichtigung des prä-oberjurassischen Gründgebirges: Clausthal, Technische Universität, Diplomarbeit und Kartierung*, 107 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., 1999, Carta Geológico Minera Real de Catorce (F14-A24), escala 1:50,000: México, Consejo de Recursos Minerales, SECOFI, 1 mapa.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern México: *Geofísica Internacional*, 37(4), 283–292.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1999, Tectonic setting of pre-Cretaceous units from central and northeastern México: A review. *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 340, 197–210.
- Bartolini, C., 1998, Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central México: El Paso, Texas, University of Texas, tesis doctoral, 558 p.
- 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, *in* 31st annual meeting of the Geological Society of America, El Paso, TX, marzo 20–21, 1997: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Abstracts with Programs, 29 (2), 3.

- Bartolini, C., Lang, H., Stinnesbeck, W., 1999, Volcanic rock outcrops in Nuevo León, Tamaulipas and San Luis Potosí, Mexico: Remnants of the Permian-Early Triassic magmatic arc?, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 340, 347–356.
- Belcher, R.C., 1979, Depositional Environments, paleomagnetism and tectonic significance of Huizachal red beds (lower Mesozoic), northeastern Mexico: Austin, The University of Texas at Austin, tesis doctoral, 276 p.
- Bignot, G., 1988, Los Microfósiles, los Diferentes Grupos, Aplicaciones Paleobiológicas y Geológicas: Madrid, Paraninfo, 284 p.
- Blauser, W.H., 1979, Geology of the southern Sierra de Catorce and stratigraphy of the Taraises Formation in North-Central Mexico: Arlington, University of Texas, tesis de maestría, 80 p.
- Blickwede, J.F., 1981, Stratigraphy and petrology of Triassic(?) "Nazas Formation", Sierra de San Julian, Zacatecas, Mexico: New Orleans, University of New Orleans, tesis de maestría, 100 p.
- Bouma, A.H., 1962, *Sedimentology of Some Flysch Deposits*: Amsterdam-New York, Elsevier, 167 p.
- Burckhardt, C. 1930, Etude Synthétique sur le Mésozoïque Mexicain: Mémoires de la Société Paléontologique Suisse, 49-50, 280 p.
- Burckhardt, C., Scalia, S., 1906, Geologie des Environs de Zacatecas, guía de excursión XVI: México, X Congreso Geológico Internacional, 1–26
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 8 (1-2), 1–98.
- Castillo, A.D., Aguilera, J.G., 1895, Fauna fósil de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí: Boletín de la Comisión Geológica de México, 1, 1–55.
- 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.
- Córdoba-Méndez, D.A., 1964, Geology of Apizolaya quadrangle (east half), northern Zacatecas, Mexico: Austin, The University of Texas, tesis de maestría, 111 p.
- Cornet, B., 1993, Applications and limitations of palinology in age, climatic, and paleoenvironmental analyzes of Triassic sequences in North America, in Lucas, S.G., Morales, M. (eds.), *The nonmarine Triassic: New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, 3, 75–93.
- Cuevas-Pérez, E., 1985, Geologie des älteren Mesozoicums in Zacatecas und San Luis Potosí, México: Alemania, Universität Marburg, tesis doctoral, 89 p.
- Díaz, T., 1953, Itinerario de la Excursión al Cañón de la Peregrina: Primera Convención de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Libro Guía, 6 p.
- Erben, H.K., 1956, El Jurásico Inferior de México y sus Amonitas, en XX Congreso Geológico Internacional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, contribución, 393 p.
- Franco-Rubio, M., 1999, Geology of the basement below the decollement surface, Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 340, 211–227.
- Gómez-Anguiano, M., 2001, Cartografía Geológica del área de San Juan de Matanzas en la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí y Correlación Estratigráfica y Geoquímica de rocas volcánicas pre-Cretáceas del noreste de México: Linares Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 164 p.
- Götte, M., 1990, Halotektonische deformationsprozesse in sulfatgesteinen der Minas Viejas Formation (ober Jura) in der Sierra Madre Oriental, Nordost México: Darmstadt, Technische Hochschule, tesis doctoral, 270 p.
- Grajales-Nishimura, J.M., Terrell, D., Damon, P., 1992, Evidencias de la prolongación del arco volcánico cordillerano del Triásico tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 42, 1–18.
- Hoppe, M., 2000, Geologische Kartierung (1:10,000) im Gebiet Ojo de Agua, nordwestliche Sierra de Catorce und sedimentpetrologische Untersuchungen an prä-oberjurassischen Sedimenten ("Zacatecas formation"): Clausthal, Technical University, tesis de maestría, 235 p.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of the Sierra de Los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation): *Geological Society of America Bulletin*, 60, 89–176.
- Humphrey, W.E., 1954, Stratigraphy of the Cortinas Canyon Section, Sierra de los Muertos, Coahuila, Mexico, in Díaz, T. (ed.), *Twenty First Field Trip Guidebook*: South Texas Geological Society, 18–24.
- Humphrey, W.E., 1956, Tectonic framework of northeastern Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions*, 6, 25–35.
- Humphrey, W.E., Díaz, T., 1956, Correlation of the Mesozoic strata in northeast México: *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions*, 6, 32–34.
- Ice, R.G., 1979, Geology of the northernmost Sierra de Catorce and stratigraphy and biostratigraphy of the Cuesta del Cura Formation in northeastern and north-central Mexico: Arlington, University of Texas, tesis de maestría, 162 p.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico: Part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091–1152.
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, México: *Geological Society of America Bulletin* 48, 606–607.
- Imlay, R.W., 1938, Studies of the Mexican geosyncline: *Geological Society of America Bulletin*, 49, 1651–1694.
- Imlay, R.W., 1940, Neocomian faunas of northern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 51, 117–190.
- Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A posible remnant of a Cordilleran magmatic arc, in Jaques-Ayala, C., Gonzalez-León, C.M., Roldán Quintana, J. (eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 301, 179–190.
- Kelly, W.A., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part II Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1009–1038.
- Kübler, B., 1967, La cristalinité d'illite et les zones tout à fait superieures de metamorphisme: Universidad de Neuchâtel, Instituto de Geología, Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel, 18–21 abril de 1966, 105–122.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, México, Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico 85, 208 p.
- López-Infanzón, M., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas: *Sociedad Geológica Mexicana, Boletín*, 47 (2), 1–42.
- Maher, D.J., Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.H., 1991, Volcanic rocks at Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: A new piece for the Jurassic-arc puzzle: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 23 (5), A133.
- Martínez-Pérez, J., 1972, Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí (Hojas K-8 y K-9): *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24 (7-9), 325–402.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H., 1999, Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 340, 161–189.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, México; Fazielle Entwicklung eines passiven

- Kontinentalrandes: Alemania, Darmstadt Technische Hochschule, tesis doctoral, 247 p.
- Mitre-Salazar, L.M., 1989, La Megafalla de San Tiburcio, Estado de Zacatecas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 8, 47–51
- Mixon, R.B., 1963, The Jurassic Formations of the Ciudad Victoria, Region Tamaulipas, Mexico: Baton Rouge, Louisiana State University, tesis de maestría, 70 p.
- Mixon, R.B., Murray, G.E., Diaz-González T., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, México: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 23, 757–771.
- Mugica, M.R., Jacobo-Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, reporte interno.
- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico region, México: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 280 p.
- Pantoja-Alor, J., 1972, La Formación Nazas del Levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango (resumen): México, Segunda Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, 25–31.
- Reyerros de Castillo, M.M., 1978, Invertebrados (Porifera y Coelenterata) del Jurásico tardío del Estado de San Luis Potosí: Revista, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 2 (1), 69–74.
- Ross, M.A., 1979, Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone northeastern Mexico: Arlington, University of Texas, tesis de maestría, 96 p.
- Rueda-Gaxiola, J., López-Ocampo, E., Dueñas, M.A., Rodríguez, J.L., 1993, Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y Huayacocotla: Dos partes de la fosa Huayacocotla-El Alamar: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 43 (1), 1–33.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 p.
- Silva-Romo, G., 1993, Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado, tesis de maestría, 139 p.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 13, 429–442.
- Stinnesbeck, W., 1983, Sobre una fámula de amonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior-Cenomaniano Inferior) de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 8, 129–132.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1994, Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11 (2), 117–138.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., Mata-Segura, J.L., 1995, Geología de la Hoja Presa Santa Gertrudis, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 122, 50 p.
- Tuta, Z. H., Sutter, J.F., Kesler, S.E., Ruiz, J., 1988, Geochronology of mercury, tin and fluorine mineralization in northern Mexico: Economic Geology, 83, 1931–1942.
- Verma, H.M., Westerman, G.E.G., 1973, The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra de Catorce, San Luis Potosí: Bulletin of American Paleontologists, 63 (277), 1–230.
- Villaseñor-Martínez, A.B., Olóriz-Sáez F., González-Arreola, C., 1991, Las plataformas marinas del Jurásico Superior en el área de Sierra de Catorce, estado de San Luis Potosí; una interpretación a la interpretación ecoestratigráfica (resumen), en Rubínovich-Kogan, R., Carreño, A.L. (eds.), Convención sobre la Evolución Geológica de México: Pachuca, Hidalgo, Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, , 238–240.
- Waeber, Ch.-F., 1960, Possible uses of clay minerals in search for oil: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 44(9), 1505–1518.
- Wiedman, S.P., 1979, Geology of Sierra de El Fraile and vicinity, San Luis Potosí, Mexico: Arlington, University of Texas, tesis de maestría.
- Zárate-del Valle, P.F., 1982, Geología y análisis metalogenético de la Sierra de Catorce, S.L.P.: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 43 (2), 1–22.
- Zavala-Monsiváis, A., 2000, Petrografía de rocas volcánicas pre-cretácicas en la parte occidental del Estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, trabajo recepcional, 112 p.

Manuscrito recibido: Noviembre 25, 2003

Manuscrito corregido recibido: Junio 9, 2004

Manuscrito aceptado: Junio 15, 2004