



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado



“Correlación Bioestratigráfica de las Formaciones La Caja y La Casita del Jurásico Tardío, de las localidades Potreros del Llano de Real de Catorce y Tapona Moreña Nuevo León.”

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Oscar Fernando González Romo

Asesor:

Dr. José Rafael Barboza Gudiño

Co asesor:

MC. Guillermo Alvarado Valdez

Becario CONACYT con número 1044070

San Luis Potosí, S. L. P. enero de 2022

Esta tesis fue desarrollada en el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí bajo la dirección del Dr. José Rafael Barboza Gudiño, en conjunto con la codirección del M. en C. Guillermo Alvarado Valdez pertenecientes a la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Durante este proyecto de investigación, el estudiante de Maestría recibió una beca nacional por parte del **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)**, con número de apoyo 1044070.

Créditos Institucionales.

Agradezco a la Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Agradezco al Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Agradezco al Laboratorio de Paleontología Del Área de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Dedicatoria

Dedico este trabajo a mis padres porque sé que siempre cuento con su apoyo y cariño, y que siempre serán parte de mis logros.

A mi esposa por ser mi soporte, mi apoyo, y siempre contar con ella cuándo más la necesito.

A mi asesor Dr. Barboza por brindar su apoyo, y dedicar parte de su tiempo a este trabajo.

A mi co-asesor M. en C. Guillermo por ser una fuente de apoyo y confianza constante en lo que fue un arduo esfuerzo para lograr las metas.

Sobre todo, dedico este trabajo a la prueba de que, a pesar de todos los problemas, tropiezos, y a esas personas que tratan de obstaculizar el camino siempre se podrá salir adelante, con esfuerzo y dedicación.

“La ciencia es incapaz de resolver los últimos misterios de la naturaleza porque, en el último análisis, nosotros mismos somos parte de la naturaleza, es decir, somos parte del misterio que tratamos de resolver”.

Max Planck Premio Nobel de Física, 1918

Índice

Índice de figuras	viii
Índice de tablas	xi
Resumen	xii
Abstract	xii
Introducción	1
Generalidades	1
Antecedentes.....	2
Justificación	4
Hipótesis.....	5
Planteamiento del problema	5
Objetivos	5
Objetivos secundarios.....	6
Materiales y métodos	6
Recopilación de antecedentes bibliográficos	6
Trabajo de campo.....	7
Trabajo de laboratorio.....	8
Interpretación de resultados.....	10
Marco geográfico	10
Localización de las áreas de estudio.....	10
Vías de comunicación	12
Capítulo 1. Marco geológico de las áreas de estudio	13
1.1 Geología de la mesa central de México	13
1.2 Geología de la sierra madre oriental.....	17
1.3 Estratigrafía y estructura de las áreas de estudio.....	21
Formación Zuloaga.....	21
Formación Minas Viejas.....	26
Formación La Casita	27
Formación La Caja	32
Formación Taraises.....	35
Formación Tamaulipas Inferior	42
1.4 Estratigrafía local.....	44
Real de Catorce	44
Tapona Moreña.....	49
Capítulo 2. Bioestratigrafía y facies en las secciones Potreros del Llano y Tapona Moreña.....	63
2.1 Identificación taxonómica del material paleontológico del perfil Tapona Moreña.....	63
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.600-1	63

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-4a.....	66
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-4b.....	68
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-4c.....	69
Ejemplar. LP. UASLP. TMNL. 700-4d.....	70
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-5.....	71
Ejemplar. LP. UASLP.TMNL.700-6.....	73
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-8.....	75
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-9 ^a	77
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-9b.....	78
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-10a.....	79
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-10b.....	81
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-11.....	82
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-12a.....	84
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-12b.....	86
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-13a.....	87
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-13b.....	89
Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.1000-2.....	91
2.2 Identificación taxonómica del material paleontológico del perfil Potreros del Llano.....	92
Ejemplar. LP.UASLP.RQSLP.600-2.....	92
Ejemplar. LP.UASLP.RQSLP.700-1.....	94
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-2.....	96
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-3a.....	98
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-3b.....	100
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-3c.....	101
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-14a.....	102
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-14b.....	103
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 800-1.....	104
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 800-2.....	105
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 800-3.....	106
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 900-1.....	107
Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 1000-1.....	109
Capítulo 4. Interpretación de los ambientes sedimentarios de las Formaciones La Caja y La Casita en la Cuenca Mesozoica del centro de México y la subcuenca de Dr. Arroyo.....	116
Discusión.....	124
Conclusiones.....	133
Referencias.....	134

Índice de figuras

Figura 1.- Recorridos por las áreas de estudio, reconocimiento de las secciones a estudiar, así como colecta de fósiles y otras estructuras sedimentarias.	7
Figura 2.- Diferentes métodos de limpieza utilizados en la variedad de fósiles colectados, así como la realización de moldes.	9
Figura 3.-Ubicación de las áreas de estudios de Tapona Moreña, Nuevo León y Real de Catorce, San Luis Potosí.....	11
Figura 4.- Vías de comunicación de las áreas de estudios de Tapona Moreña, Nuevo León y Real de Catorce, San Luis Potosí. Tomado de Google Maps.....	11
Figura 5.- Marco geológico regional de la Cuenca Mesozoica del centro de México y la Sierra Madre Oriental. Tomado de (SGM 2019).	13
Figura 6.- Marco estratigráfico observado en las localidades Potrero del Llano y Tapona Moreña. ...	21
Figura 7.-Mapa geológico-topológico del área de estudio Real de Catorce, San Luis Potosí, tomado de SGM carta F14 A24 (https://www.gob.mx/sgm).	44
Figura 8.- Lámina RCY-01, 8b. Lámina RCY-01-2	46
Figura 9.-Lámina RC-20b. Fotografías a y b tomadas con microscopio Leica DMLP con luz polarizada, con objetivo 4x/0.10. Fotografía c, e y f tomada con microscopio Leica EZ4 con luz transmitida y aumento 35, Fotografía d tomada con cámara Cannon EOS Rebel T7.....	48
Figura 10.- Mapa geológico-topológico del área de estudio Tapona Moreña, Nuevo León tomado de SGM carta F14 A36 (https://www.gob.mx/sgm)	49
Figura 11.- Sección de elevación, con datos estructurales y estratigráficos en la zona de estudio de Tapona Moreña, Nuevo León.....	50
Figura 12.- Lámina OFGR-U35-1	51
Figura 13.- Lámina OFGR-U35-2.....	52
Figura 14.-Lámina OFGR-U37	54
Figura 15.-Lámina OFGR-U38.....	55
Figura 16.- Lámina PMÑ-3x	57
Figura 17.- Lámina PMÑ-31	58
Figura 18.- Lámina PMÑ-32.....	59
Figura 19.- Lámina TMÑ-31	60
Figura 20.- Lámina TMN-36	62
Figura 21.- Belemnites.....	65
Figura 22.- Pseudolissoceras zitteli.....	67
Figura 23.-Pseudolissoceras.....	68
Figura 24.- Pseudolissoceras.....	69
Figura 25.- Pseudolissoceras.....	70

Figura 26.- <i>Kossmatia bifurcata</i>	72
Figura 27.- <i>Aulacosphincoides potosinus</i>	74
Figura 28.- <i>Ochetoceras mexicanum</i>	76
Figura 29.- <i>Ochetoceras</i>	77
Figura 30.- <i>Ochetoceras</i>	78
Figura 31.- <i>Euaspidoceras</i>	80
Figura 32.- <i>Euaspidoceras</i>	81
Figura 33.- <i>Perisphinctes</i>	83
Figura 34.- <i>Idoceras</i>	85
Figura 35.- <i>Idoceras</i>	86
Figura 36.- <i>Orthosphinctes</i>	88
Figura 37.- <i>Orthosphinctes</i>	90
Figura 38.- <i>Rhynchonella lacunosa</i>	91
Figura 39.- <i>Belemnites</i>	93
Figura 40.- <i>Kossmatia purisima</i>	95
Figura 41.- <i>Aulacosphinctoides lauri</i>	97
Figura 42.- <i>Kossmatia bifurcata</i>	99
Figura 43.- <i>Kossmatia bifurcata</i>	100
Figura 44.- <i>Kossmatia bifurcata</i>	101
Figura 45.- <i>Aptychus mexicanus</i>	102
Figura 46.- <i>Aptychus mexicanus</i>	103
Figura 47.- <i>Vermetus</i>	104
Figura 48.- <i>Vermetus</i>	105
Figura 49.- <i>Loxonema</i>	106
Figura 50.- <i>Lucina potosina</i>	107
Figura 51.- <i>Pleuromya inconstans</i>	108
Figura 52.- <i>Rhynchonella lacunosa</i>	109
Figura 53.- Biofacies de las localidades Real de Catorce, San Luis Potosí y Tapona Moreña, Nuevo León.....	111
Figura 54.- Nódulos	114
Figura 55.- Concreciones.....	115
Figura 56.- Parámetros sedimentarios del perfil Potrero del Llano, San Luis Potosí, Formación La Caja	120
Figura 57.-Parámetros sedimentarios del perfil compuesto Columna A y B, San Luis Potosí, Formación La Caja.....	121

Figura 58.- Parámetros sedimentarios del perfil Tapona Moreña, Nuevo León, Formación La Casita	122
Figura 59.- Parámetros sedimentarios del perfil Arroyo Tapona Moreña, Nuevo León, Formación La Casita	123
Figura 60.- a) Mapa tomado de Goldhammer (1999) mostrando su propuesta de la distribución de las Formaciones La Caja y La Casita para el Tithoniano, b) Modificado de Goldhammer (1999), con la propuesta González-Romo 2021 de la distribución en el Tithoniano de las cuencas La Caja y La Casita, así como los límites entre ellas para la porción norte	131
Figura 61.- Modelo conceptual sin escala de la diferenciación de las zonas batimetrías de las Formaciones La Caja y La Casita con base en el origen de las concreciones	132

Índice de tablas

Tabla 1.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-4a.....	66
Tabla 2.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-4b.....	68
Tabla 3.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-4c.....	69
Tabla 4.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-4d.....	70
Tabla 5.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-5.....	71
Tabla 6.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-6.....	73
Tabla 7.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-8.....	75
Tabla 8.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP.TMNL.700-9a.....	77
Tabla 9.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-9b.....	78
Tabla 10.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-10a	79
Tabla 11.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-10b	81
Tabla 12.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-11.....	82
Tabla 13.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-12a	84
Tabla 14.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-12b	86
Tabla 15.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-13a	87
Tabla 16.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-13b	89
Tabla 17.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP. RQSLP. 700-1.....	94
Tabla 18.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP. RQSLP. 700-2.....	96
Tabla 19.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP. RQSLP. 700-3a.....	98
Tabla 20.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP. RQSLP. 700-3b	100
Tabla 21.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP. RQSLP. 700-3c.....	101
Tabla 22.- Diferencias entre concreciones y nódulos	112
Tabla 23.- Vista general de los ambientes de depósito de las Formaciones La Caja y La Casita	118

Resumen

Se presentan resultados de una investigación bioestratigráfica y taxonómica de los fósiles y la litología presentes en las formaciones La Caja y La Casita, del Jurásico Superior en las localidades de Tapona Moreña Nuevo León y Potrero del Llano en el área de Real de Catorce en San Luis Potosí; ambas de la misma edad, pero con condiciones sedimentológico-faciales diferentes. Según la literatura existente que refiere dichas formaciones, las asocia, correlaciona y delimita de manera poco descriptiva, por lo que se abordan diferentes enfoques, geológicos, paleontológicos y taxonómicos que permiten, en el presente estudio, hacer algunas propuestas: Primero la extensión del área de la Formación La Casita en la aquí denominada subcuenca de Dr. Arroyo. Segundo por el origen de las concreciones encontradas en la Formación La Casita, se infieren dos zonas batimétricas-fisiográficas para las formaciones La Caja vs La Casita. Por último, se establece que existen al menos tres litofacies comunes entre las formaciones mencionadas, así como los fósiles presentes en ambas formaciones son taxonómicamente equiparables.

Palabras clave

Bioestratigrafía, formaciones, Jurásico Superior, Taxonomía, Batimetría, centro-noreste de México.

Abstract

Results of a Biostratigraphic and taxonomic fossil and lithological investigation from the Upper Jurassic La Caja and La Casita formations, located at Tapona Moreña Nuevo León and Potrero del Llano in the area of Real de Catorce in San Luis both of the same age, but with different facial-sediment conditions, are presented in this work. According to the previous literature these formations, are associated, correlates and delimits them in a poor descriptive way, so different geological, paleontological and taxonomic approaches are aim in the present study to make some proposals: Firstly, the extension of the La Casita Formation area in the called Dr. Arroyo sub-basin, secondly due the origin of the concretions found in the La Casita Formation, two bathymetric-physiographic zones are inferred for the La Caja vs La Casita formations. Finally, it is established that there are at least three common lithofacies between the mentioned formations, as well as the fossil content in both formations are taxonomically comparable.

Keywords

Biostratigraphy, Tithonian, formations, Taxonomy, Bathymetry, central-northeast México.

Introducción

Generalidades

Los estudios multidisciplinarios siempre traen consigo una variedad más amplia de conocimientos, brindando una perspectiva a los problemas recientes o a los ya enfrentados, otorgando soluciones o aportando a un entendimiento mayor de lo investigado, pero por desgracia también traen consigo otra variedad de problemas ya que al implementar varias disciplinas científicas estas, no siempre son claras para todas las personas, por tal motivo para llegar a comprender esta investigación es necesario poder entender los conceptos que se utilizarán a lo largo de la misma, por lo que a continuación se tratará de definir algunos de ellos, iniciando con el de estratigrafía, el cual fue definido por Grabau (1913), como la parte inorgánica de la Geología Histórica o el desarrollo del armazón rocoso de la tierra o litosfera a través de las sucesivas edades geológicas. Para Teichert (1958) la estratigrafía es la rama de las Ciencias Geológicas que trata de las rocas estratificadas, con el fin de establecer su sucesión cronológica y su distribución geográfica.

Tal vez la definición más completa es la dada por Weller (1960) quien propone que la estratigrafía es la rama de la geología que trata del estudio e interpretación de las rocas estratificadas, y de su identificación, descripción, y correlación. Por último, una de las propuestas más recientes es la realizada por Corrales (1997) que la define como el estudio e interpretación de los procesos registrados en las sucesiones sedimentarias, que van a permitir, además de conocer la naturaleza y disposición de las rocas estratificadas, la correlación, tanto de los materiales como de los sucesos, y una ordenación temporal correcta de la secuencia de dichos materiales y sucesos.

Otros conceptos importantes que hay que tener en perspectiva, son la facies que se define como el conjunto de características litológicas y paleontológicas que determina una unidad estratigráfica y que permite diferenciarla de las demás (Corrales 1997). Además, una biofacies es una subdivisión de una unidad estratigráfica distinta de las unidades adyacentes basada solamente a los fósiles. Las biofacies se pueden usar para refinar la separación de ambientes con base en litofacies (Brookfield 2004). Las litofacies se pueden expresar como una subdivisión lateral, mapeable de una unidad estratigráfica designada, distinta de las subdivisiones adyacentes con base en la litología, la cual incluye todas las características mineralógicas y petrográficas, así como las paleontológicas que afectan la composición, apariencia o textura de la roca (Brookfield 2004).

Por último, la taxonomía sistemática más que un concepto es la ciencia que se encarga de identificar, clasificar y nombrar especies y taxones supraespecíficos, así como el estudio científico de la diversidad de seres vivos (Simpson, 1961)

Una vez conceptualizada la teoría básica que se aplicará en el estudio sedimentológico de los afloramientos del Jurásico Tardío de las localidades Taponá Moreña y Potrerillos del Llano se trata de establecer el origen sedimentario y las posibles correlaciones entre las litofacies y biofacies de las formaciones La Caja y La Casita.

Antecedentes

Los trabajos más recientes en las áreas de estudio son los realizados en Real de Catorce por Castillo, *et al.*, (1895) en donde se proponen confirmar la existencia del sistema Jurásico en México, describiendo algunas de las faunas características de las localidades más cercanas a las poblaciones. Después Verma *et al.*, (1973) describe las formaciones fosilíferas presentes en la Sierra de Catorce, las divide en dos miembros, El Pastor y El Verde, y como resultado de la revisión taxonómica obtuvieron cinco especies y una subespecie nuevas. En otra revisión (Olóriz *et al.*, 1999) en donde analizaron la estratigrafía de amonitas de la Formación La Caja en dos secciones cerca del rancho Los Alamitos, obtuvieron la bioestratigrafía más precisa que se conoce hasta el momento en la región. Posteriormente Barboza, *et al.*, (1999), describen brevemente las secuencias de 30 a 50 m de limolitas en parte bituminosas y margas de la Formación La Caja. En otro trabajo Barboza, *et al.*, (2004), describen la Formación La Caja en el área de estudio como capas delgadas de calizas margosas alternando con limolitas y areniscas bituminosas, con una fauna principalmente de cefalópodos, con una edad del Tithoniano - Kimmeridgiano. Además, mencionan que 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 que evoluciona desde facies deltáicas en la periferia de la península de Coahuila hasta las facies más profundas hacia el sureste.

En Mier y Noriega, existe un rezago en cuanto a información o estudios realizados, por lo que, en este estudio sólo se presentan algunos de los trabajos de otras regiones que presentaron las mismas características estratigrafías o estructuras sedimentarias similares. Martin *et al.*, (1996), determinaron el origen carbonático de las concreciones margas del Eoceno en los Pirineos, como una consecuencia geomorfológica de este tipo de sedimentos, originadas durante la facies temprana de las diagénesis. Después Fernández (1997), infiere que las concreciones calcáreas o fosfáticas en las plataformas epicontinentales mesozoicas influyen en la preservación de las amonitas y otro tipo de fósiles. Además, menciona que el estado de preservación de las amonitas dentro de estas concreciones permite establecer los medios sedimentarios. Por otra parte Collado.*et al.*, (2002), presentan un trabajo preliminar sobre la diagénesis de las concreciones.

Prothero & Schwab (2004), deducen el origen de las concreciones bajo determinadas condiciones de depositación de sedimentos, así como del núcleo de origen orgánico (fósil) o cualquier otro sólido siendo la base para la formación de estas estructuras. En otra investigación similar Paul *et al.*, (2008), determinan que según el acomodo de la concreción se puede inferir si existe una energía muy baja, o por el contrario si esta llega a imbricarse infieren la presencia de paleocorrientes. Posteriormente García *et al.*, (2010), definen las concreciones de arenisca como criterio de identificación y correlación estratigráfica de regresiones forzadas, describiendo las condiciones favorables para su formación y cementación con base en la disminución de la energía y la precipitación de carbonatos. Además, Torrijo *et al.*, (2010), establecen la diferencia entre nódulos y concreciones, los primeros como relleno de poros por precipitación química y el segundo grupo como acreción de sedimentos alrededor de un núcleo. Aunado a esta información Galan (2011), presenta nuevos datos sobre cavidades, boxworks, cannonballs, concreciones y otras geoformas desarrolladas en arenisca carbonática de la Formación Jaizkibel, de edad Eoceno, localizadas en el litoral del monte Ulía San Sebastián, País Vasco.

Justificación

La implementación de investigaciones multidisciplinarias, han traído consigo una gama de conocimiento más rica y amplia, con muchas oportunidades de aportar nuevos conocimientos, de ahí la necesidad de establecer relación entre las dos ramas, paleontología y estratigrafía, que permita determinar el origen estratigráfico y posible correlación, por medio de las biofacies y litofacies de ambas formaciones.

Se tiene de manera general el conocimiento de la distribución de facies y la litología y bioestratigrafía de las Formaciones La Casita y La Caja en el noreste de México, que hacia el sur-sureste son correlacionables con la Formación Pimienta (Adatte *et al.* 1994).

Entre los estados de Nuevo León y San Luis Potosí existen numerosos afloramientos de estas capas, esencialmente del Tithoniano, en la Sierra Madre Oriental (Formación La Casita de las áreas de Galeana, Iturbide, La Ascensión y Aramberri, Nuevo León) y hacia San Luis Potosí, los afloramientos reconocidos como Formación La Caja (Sierras de Catorce, Charcas y Sierra de Salinas), más hacia el noroeste, ya en el estado de Zacatecas, afloramientos en las serranías de la zona de Concepción del Oro.

La zona limítrofe de San Luis Potosí y Nuevo León es de gran relevancia para comprender plenamente los cambios de facies y ambientes entre ambas formaciones. La medición detallada de secciones estratigráficas y el estudio de facies y biofacies, aunado al entendimiento de la paleogeografía en la zona, en el presente estudio magnifica la comparación de una localidad ubicada en la Cuenca Mesozoica del Centro de México y una más en una subcuenca ubicada entre dos zonas elevadas sobre las que posteriormente se instalaron las facies de la plataforma Valles San Luis Potosí, es decir, ambas localidades habrían estado separadas en su evolución desde el Jurásico superior y el inicio del Cretácico, por un alto generado por un basamento orientado norte-noroeste.

Hipótesis

La Paleogeografía y paleorelieve previos y contemporáneos al depósito de las capas del Jurásico Superior, principalmente el Tithoniano en la región de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Sierra Madre Oriental, influyó fuertemente la distribución de facies sedimentarias y ambientes de depósito, así como las biofacies. De igual forma las cuencas y sectores o subcuencas pudieron haber tenido diferencias en la evolución posterior al depósito de los materiales.

Al realizar un estudio estratigráfico y paleontológico de estas diferentes facies, se determinarán las condiciones de sedimentación, preservación de fauna y la relación sedimentológica entre ambas localidades, aunado a esto se tendrá un mejor conocimiento de la sedimentación ocurrida en la zona de Taponá Moreña, dentro de la subcuenca aquí denominada de Doctor Arroyo.

Planteamiento del problema

El conocimiento actual de la estratigrafía del Jurásico Tardío de las localidades Real de Catorce y Taponá Moreña, se ha centralizado en la localidad de Real de Catorce dejando la otra localidad con un gran sesgo, atenuando la comprensión de los procesos geológicos que la formaron, además la idea de la existencia de una correlación entre las formaciones La Caja Y La Casita ya se ha establecido con anterioridad, pero hasta el momento no se ha abordado con profundidad el aspecto bioestratigráfico, el cual puede otorgar una mejor y más clara comparación litológica y paleontológica de las formaciones.

Objetivos

- Determinar el modelo de sedimentación de las Formaciones La Caja y La Casita para las áreas de estudio.
- Correlacionar litológica y paleontológicamente las dos formaciones en ambas localidades.
- Establecer las relaciones paleogeográficas entre ambas localidades de estudio.

Objetivos secundarios

- Definir los procesos de sedimentación a través del estudio de secciones medidas.
- Determinar las diferentes litofacies y compararlas entre ambas localidades.
- Definir las biofacies y su correlación entre las diferentes unidades.

Materiales y métodos

La metodología de trabajo de esta investigación es de carácter no experimental ya que los datos medidos en las secciones estratigráficas y colecta de muestras y fósiles, se obtuvieron en el momento en campo, por otra parte, la investigación realizada es de tipo descriptiva, por lo que se detallarán las relaciones bioestratigráficas de las localidades de Taponá Moreña y Real de Catorce. En este caso las relaciones a describir son los diferentes procesos de depositación, de fosilización y conservación de los restos fósiles en ambas localidades, lo cual se realizó en cuatro etapas: 1) la inicial de gabinete, (recopilación de antecedentes bibliográficos), 2) la siguiente de mediciones y colecta de campo, (trabajo de campo), 3) una etapa de laboratorio y gabinete (trabajo de laboratorio) y 4) la final de interpretación (interpretación de resultados), se determina la división de la metodología en etapas para delimitar cada sección del trabajo y poder abordarlos individualmente sin afectar las otras secciones.

Recopilación de antecedentes bibliográficos

En la primera etapa se llevó a cabo la revisión bibliográfica, se clasificó la información necesaria para entender el estado actual de la investigación bioestratigráfica de las localidades y se ubicó (delimitó) el área de trabajo. Se utilizaron las cartas geológicas correspondientes de cada área de trabajo para la elaboración de mapas que delimitan la presencia de las formaciones geológicas La Caja y La Casita en las localidades, en este caso las cartas: Real de Catorce (F14A24) y Mier y Noriega (F14A36) tomados del Servicio Geológico Mexicano (<https://www.gob.mx/sgm>)

Trabajo de campo

Se realizaron recorridos por las diferentes áreas de estudio (Figura 1) en los que se observó que se presentan afloramientos en un pequeño cañón en las cercanías de la localidad Taponá Moreña, al poniente de Mier y Noriega, Nuevo León, así como en las laderas circundantes de la localidad El Pastor, al norte de Potrero de Catorce, San Luis Potosí. Se ubicaron primeramente las secciones estratigráficas que mejor representan la geología local y la sedimentación para el Jurásico Superior (Figura 1) basándose en la observación detallada de la mayor presencia y conservación de los estratos, posteriormente se realizó el geoposicionamiento mediante la utilización de un GPS, después se realizó un elaborado fotográfico, se midieron capa a capa las secciones seleccionadas mediante la comparación con un flexómetro, registrando en una libreta de campo la distancia entre un estrato y otro en unidades estándar de cm, revisando el contenido litológico y paleontológico presente en ellas. Posteriormente se colectaron los fósiles mejor preservados para su limpieza y posterior identificación taxonómica, además de seleccionar muestras de mano para la elaboración de lamias delgadas utilizadas en la implementación de estudios petrográficos de ambas formaciones (ISO 7404-02 1994).



Figura 1.- Recorridos por las áreas de estudio, reconocimiento de las secciones a estudiar, así como colecta de fósiles y otras estructuras sedimentarias.

Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio se dividió en varias etapas: primero se realizó la construcción digital de las secciones medidas adquiridas previamente en el apartado de trabajo de campo, utilizando el software de código libre Sed Log 3.1 (<http://www.sedlog.com/>), que permite representar digitalmente capa por capa (estrato), su contenido litológico, fósil, número de estratos, medidas, escala, además de permitir diferenciar las facies, obteniendo una mejor observación de la correlación de ambas formaciones geológicas (La Caja y La Casita), todo esto con el fin de facilitar su interpretación estratigráfica.

La limpieza del material paleontológico colectado, se llevó a cabo mediante técnicas adquiridas por habilidades individuales en el laboratorio de paleontología del área de ingeniería de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Inicialmente se realizó un ataque químico con peróxido de hidrogeno (Figura 2) para la destrucción de materia orgánica que aglomera la arcilla. El burbujeo de oxígeno favorece la fragmentación de la arcilla. Después para retirar lo restante del sedimento se utilizaron métodos mecánicos (Figura 2) la utilización de estos, se basa en que la composición química de los fósiles es diferente a las de la matriz en las que se encuentran. Los aparatos de percusión y rotación eléctricos o de aire comprimido, son aparatos que se usan manualmente y suelen tener unas puntas de carburo de tungsteno, las cuales pueden intercambiarse dependiendo de las necesidades, ya sea por el cambio de matriz o complejidad del acceso al fósil. Posteriormente se comenzó con la identificación del material paleontológico y se prepararon las láminas delgadas en el taller de laminado del Instituto de Geología de la UASLP (Figura 2). El proceso para la elaboración de láminas delgadas (ISO 7404-02 1994), consta de varias etapas con un equipo especializado para este trabajo. Adicionalmente del equipo, se necesitan una serie de consumibles (resinas, polvos abrasivos, porta objetos, etc.), el trabajo y el método dependerá de cada muestra a trabajar. A continuación, se detalla un flujo de trabajo general: tomar la muestra de una sección mayor, corte de una muestra, por ejemplo: 20x30x0.8 mm, pegar la muestra al vidrio mediante la impregnación al vacío, cortar el material excedente de la muestra a un grosor de 0,5-2 mm., pulir las láminas delgadas hasta un grosor de 80 μm , esmerilar la lámina delgada hasta un grosor final de sección más resina de por ejemplo 30 μm . y por último pulir las láminas delgadas eliminando aproximadamente 10 μm . Posteriormente se determinaron las facies y las posibles correlaciones de biofacies y litofacies en las secciones medidas, utilizando el método de

Flügel, que consiste en un análisis composicional de rocas carbonatadas basado en los porcentajes de masa básica y componentes de láminas delgadas, (Flügel 2004).

Por último, como estudio auxiliar para comprender los contactos superiores de las Formaciones La Caja y La Casita se analizaron las láminas delegadas realizadas de las muestras de mano de areniscas colectadas en las localidades en la etapa de trabajo de campo, en las cuales se realizó la clasificación de areniscas según Folk, que consiste en realizar una descripción de las muestras tomando en cuenta la textura, composición, color y las estructuras sedimentarias (Boggs 2009), con el fin de determinar la procedencia de las areniscas.

Toda la metodología fue inscrita mediante un registro fotográfico con la implementación de los microscopios Leica DMLP con luz polarizada, con objetivo 4x/0.10., Leica EZ4 con luz transmitida y aumento 35 y por último con la cámara Cannon EOS Rebel T7.



Figura 2.- Diferentes métodos de limpieza utilizados en la variedad de fósiles colectados, así como la realización de moldes.

Interpretación de resultados

Se realizó una descripción taxonómica y sistemática, que se refiere al estudio teórico de la clasificación, incluyendo sus bases, principios, procedimientos y reglas, (Morrone 2013) del material fósil colectado hasta el nivel jerárquico que sea permitido, siendo esto último el marco para la clasificación biológica. En ella, existe una secuencia de grupos de niveles diferentes en cada grupo, que incluye uno o más grupos subordinados (Morrone 2013).

El material paleontológico descrito fue catalogado y se le asignó una clave de registro según las especificaciones generales del INAH, la cual consta de las siglas de las instalaciones, la universidad, localidad y tres dígitos asignados por familia y numeración consecutiva por taxón. Las anteriores investigaciones fueron apoyadas o complementadas en campo, con estudios estructurales esencialmente para la interpretación y medición precisa de las secciones, así como en el laboratorio, con petrografía al microscopio o técnicas analíticas para la identificación de minerales diversos o texturas y microestructuras diagnósticas.

Marco geográfico

Localización de las áreas de estudio

El área de estudio se encuentra distribuida en los estados de San Luis Potosí y Nuevo León (Figura 3). La primera localidad se encuentra al suroeste de Cedral. La zona de estudio pertenece a la jurisdicción municipal de Real de Catorce, San Luis Potosí. Fisiográficamente se ubica en la Sierra Madre Oriental hacia su límite con la porción oriental de la Mesa Central de México y geográficamente se localiza en la carta F14-A24 Real de Catorce (SGM 1999). La segunda, se ubica fisiográficamente en la porción sureste de la Sierra Madre Oriental, hacia el suroeste de Dr. Arroyo Nuevo León. La zona de estudio pertenece a la jurisdicción municipal de Mier y Noriega, Nuevo León y geográficamente localizada en la carta F14-A36 Mier y Noriega (SGM 2016). Dadas las cercanías de las dos localidades estudiadas, se comparan también para esta correlación las descripciones de facies y biofacies realizadas por diversos autores para la Formación La Casita en otras localidades de la Sierra Madre Oriental en Nuevo León y Coahuila. (Schumann 1988), (Goldhammer *et al.*, 1999).

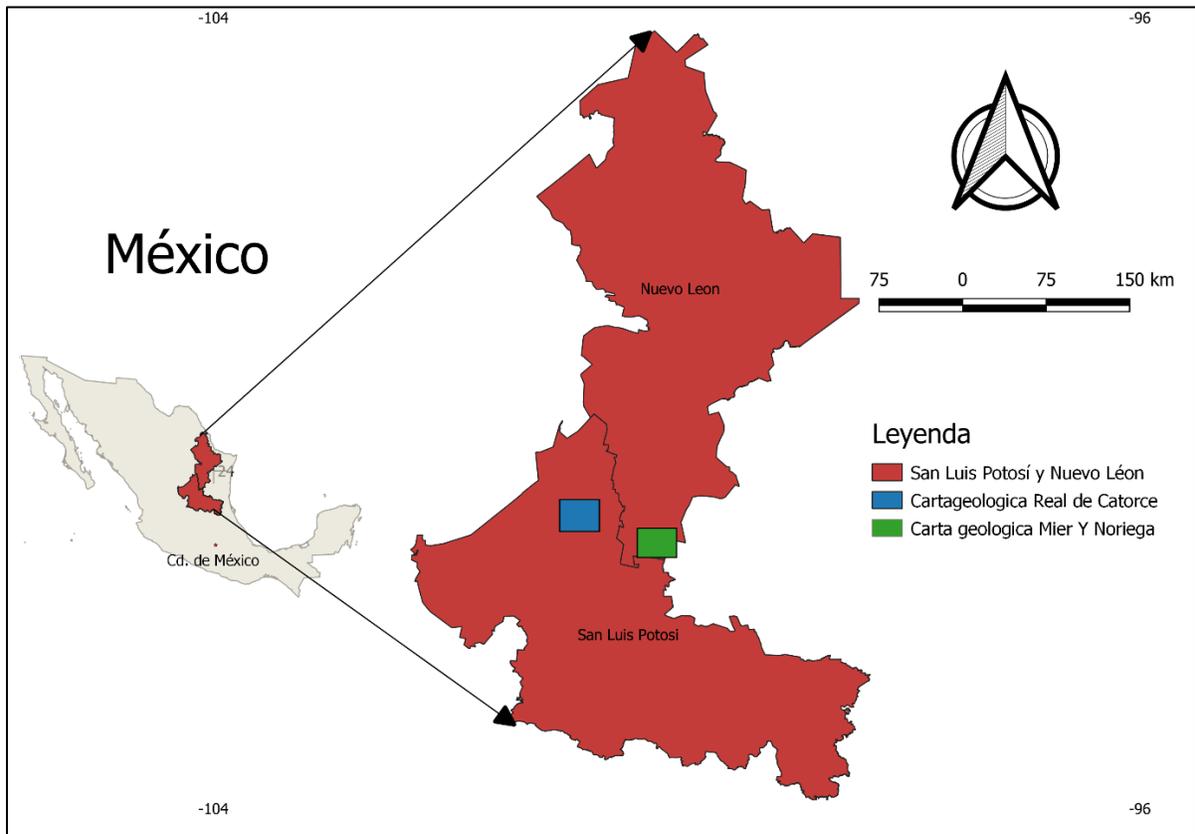


Figura 3.-Ubicación de las áreas de estudios de Tapona Moreña, Nuevo León y Real de Catorce, San Luis Potosí.

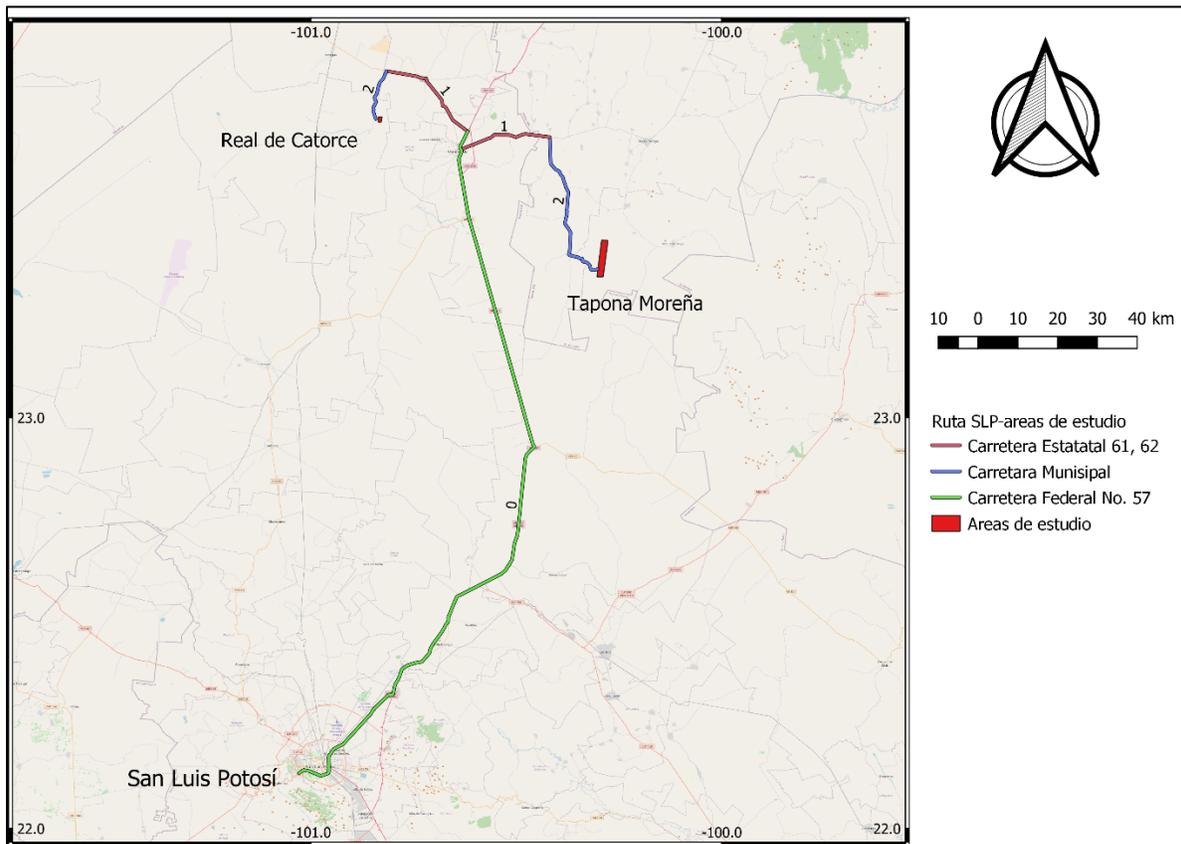


Figura 4.- Vías de comunicación de las áreas de estudios de Tapona Moreña, Nuevo León y Real de Catorce, San Luis Potosí. Tomado de Google Maps.

Vías de comunicación

Una de las principales vías de comunicación hacia las localidades de estudio (Figura 4) se encuentra accediendo a la carretera federal No. 57, al noreste del estado de San Luis Potosí, con dirección hacia Matehuala, aproximadamente a 5 km de Matehuala está la salida a la carretera estatal No. 61 con dirección al poblado de Cedral, a 9 km aproximadamente se conecta con un camino municipal empedrado con dirección a Potrero del Llano y Real de Catorce, aproximadamente a 13 km de distancia se encuentra la localidad de estudio.

Para la segunda localidad partiendo de Matehuala se toma la carretera estatal 62 con dirección a Dr. Arroyo, a 20 km aproximadamente se encuentra el entronque con una carretera municipal asfaltada hasta la localidad de Los Catorce, de ahí continúa por un camino de tierra con dirección a la comunidad de Taponá Moreña, 4 km hacia el este se encuentra la localidad de estudio.

Una ruta alterna, partiendo desde San Luis Potosí por la carretera 57 en dirección a Matehuala, se encuentra a la altura del km 125 en el acceso al Milagro de Guadalupe hacia el oriente y prosiguiendo por terracería hasta las comunidades de Presa de Maltos y Las Catorce, para proseguir por camino de terracería hacia Taponá Moreña y en dirección a La Joya del Zacate, para ingresar al área de estudio.

Capítulo 1. Marco geológico de las áreas de estudio

La geología de las áreas de estudio abarca dos regiones fisiográficas, la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental (Figura 5) de las cuales han sido reportados una gran variedad de estudios con diferentes enfoques que, a lo largo de la historia han buscado comprender la compleja geología, así como las causas que le dieron origen a estas regiones, por lo que a continuación se pretende dar una vista general del estado actual del conocimiento geológico de ambas.

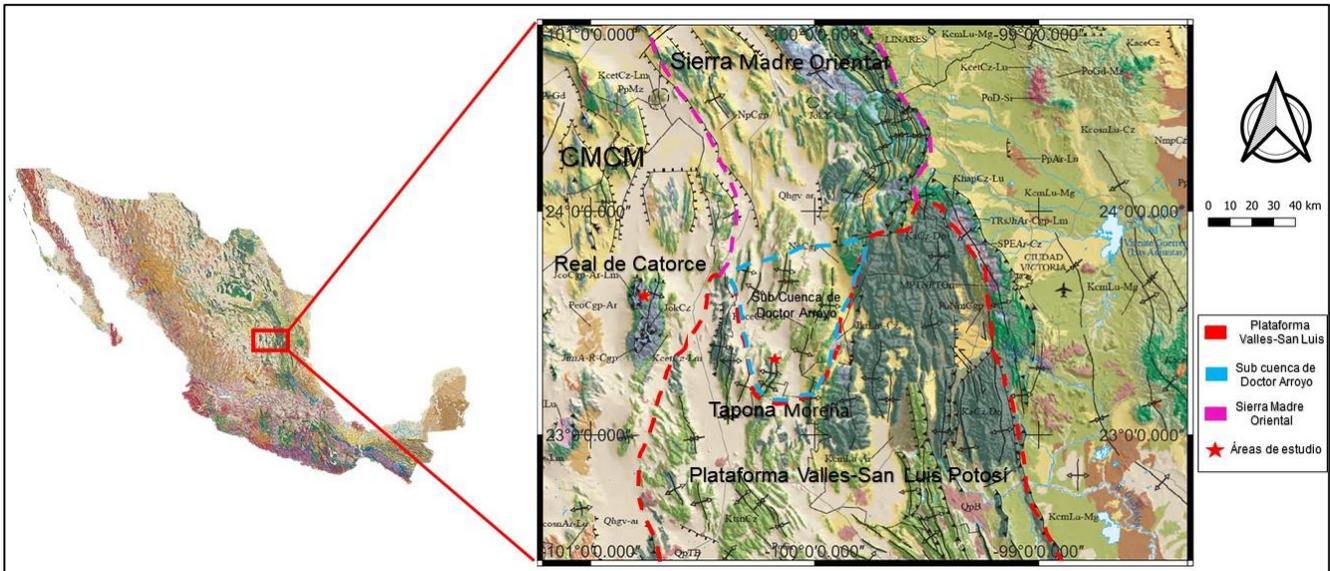


Figura 5.- Marco geológico regional de la Cuenca Mesozoica del centro de México y la Sierra Madre Oriental. Tomado de (SGM 2019).

1.1 Geología de la mesa central de México

La Mesa Central se localiza en la parte centro norte de México (Figura. 5) y el primero en reconocerla como provincia fisiográfica fue Raisz (1959), quien la describe como una cuenca rodeada por montañas elevadas, más elevada y más plana que la provincia Cuencas y Sierras (localizada al norte). Según Nieto *et al.*, (2005) La Mesa Central corresponde a una planicie elevada que se localiza en la parte central de México; se encuentra limitada al norte y oriente por la Sierra Madre Oriental, hacia el occidente por la Sierra Madre Occidental y al sur por la depresión conocida como El Bajío.

Dentro de la Mesa Central se pueden reconocer dos regiones. La región sur, consiste en una zona montañosa, cubierta en su mayor parte por rocas volcánicas cenozoicas (Nieto *et al.*, 1999), muestra un estado de erosión mucho más activo que la región norte, con desniveles más pronunciados y los rasgos estructurales, principalmente fallas normales, se observan menos erosionados. En contraste, la región norte, que es la de mayor tamaño, muestra un estado de erosión más avanzado con grandes cuencas continentales rellenas de sedimentos aluviales y lacustres, algunas de ellas endorreicas (Nieto *et al.*, 2005). El límite entre las dos regiones de la Mesa Central lo constituye un gran lineamiento de más de 1600 km de longitud con rumbo NW, que ha sido documentado como un sistema de fallas normales de edad cenozoica entre San Luis Potosí-San Luis de la Paz (Alaniz *et al.*, 2001).

La estratigrafía relacionada con este trabajo, Nieto *et al.*, (2005) menciona que el conjunto de rocas más antiguo de edad jurásica registra una etapa en la cual la Mesa Central estuvo emergida, está constituida de rocas continentales, conglomerado y arenisca con rocas volcánicas intercaladas. Su edad queda definida del Jurásico Temprano-Medio por yacer discordantemente sobre las rocas triásicas marinas y ser cubiertas, también discordantemente, por rocas marinas del Jurásico Superior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

El segundo conjunto litológico de edad jurásica está formado por rocas marinas calcáreas, cuya parte inferior está compuesta de caliza y caliza dolomítica de plataforma (Formación Zuloaga), mientras que la parte superior la constituye principalmente limolita calcárea que presenta estratos de pedernal (Formación La Caja). La edad de este conjunto ha sido definida por el contenido fósil y abarca del Oxfordiano al Tithoniano (Imlay, 1938).

La presencia de estas rocas documenta, para ese tiempo, el paso de un ambiente continental a un ambiente de sedimentación marina en toda la Mesa Central (Nieto *et al.*, 2005).

Hay otras localidades donde afloran sedimentos mesozoicos de cuenca marina, en esos lugares aparecen con rocas volcánicas básicas intercaladas. La distribución de esos afloramientos muestra que las secuencias sedimentarias de cuenca marina con rocas volcánicas se extienden en dirección NW a lo largo del extremo oeste de la MC. Freydier *et al.* (1996) explican la presencia de estas rocas suponiendo la existencia de una cuenca formada en el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano, que denominan Cuenca de Arperos. Las rocas que constituirían esta cuenca incluyen los afloramientos de Zacatecas y Guanajuato.

Es en este último estado donde se observa a rocas marinas de edad Aptiano-Albiano cubriendo discordantemente a la secuencia deformada de la Cuenca de Arperos, lo que es consistente con la edad asignada por Freydier *et al.* (1996) del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, y hace suponer a Quintero-Legorreta (1992) la existencia de una fase de deformación ocurrida hacia finales de Neocomiano. Sin embargo, debe considerarse que a ca. 100 km al norte de la Sierra de Guanajuato y ca. 40 km al este de los afloramientos orientales de Zacatecas, aflora la secuencia calcárea perteneciente a la Cuenca Mesozoica del Centro de México en la sierra de Salinas, con un alcance estratigráfico que va del Oxfordiano al Turoniano, sin discordancias ni componentes volcánicos documentados. Por ello, también resulta una opción razonable suponer una edad más antigua que el Cretácico Temprano para las rocas volcanosedimentarias de la cuenca de Guanajuato. Este aspecto se mantiene como un problema a resolver en la estratigrafía y evolución tectónica de esta región de México (Nieto *et al.*, 2005).

La discordancia que existe encima de las rocas volcanosedimentarias continentales del Jurásico Medio y la secuencia marina del Jurásico Superior (Oxfordiano-Tithoniano) en la que está ausente el componente volcánico, indican claramente que en la Mesa Central tuvo lugar una gran transgresión marina con el cese de la actividad volcánica. La inmersión de la Mesa Central fue sincrónica con la migración hacia el occidente de la zona con volcanismo a lo largo del límite continental. Lo anterior se evidencia porque en el margen surponiente de la Mesa Central están las secuencias volcanosedimentarias de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, que descansan bajo las rocas Aptiano-Albiano; así como también existen secuencias de arco volcánico del Jurásico Tardío (Oxfordiano) en Sonora (Rangin, 1977) y en general el volcanismo de edad Cretácico bajo la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2005).

Lo anterior sugiere, como la explicación más sencilla, que la placa en subducción experimentó un aumento en su ángulo de inclinación hacia finales del Jurásico Medio, pudiendo ese mecanismo dar lugar a la migración del arco volcánico hacia el occidente, al mismo tiempo que producir extensión y subsidencia en la placa continental.

Las condiciones marinas en la Mesa Central se mantuvieron por todo el Jurásico Tardío y Cretácico formando la secuencia de cuenca conocida como Cuenca Mesozoica del Centro de México. La secuencia no presenta discordancias mayores que evidencien fases orogénicas, es hasta las unidades superiores donde se presenta un cambio de facies

pasando de una sedimentación de calizas a sedimentos terrígenos con materiales detríticos de origen volcánico.

Las edades de las secuencias clásticas con material volcánico han sido determinadas paleontológicamente del Cenomaniano-Turoniano en la Mesa Central (Tardy y Mauri 1973, Silva-Romo, 1996); y en la región de Parras, Coahuila, alcanza el Maastrichtiano (Tardy y Maury, 1973). Lo anterior ha sido interpretado como un indicio del comienzo de la orogenia Laramide (Centeno-García y Silva-Romo 1997).

Por lo anteriormente mencionado se puede concluir que la Mesa Central es una provincia fisiográfica que se reconoce por presentar una hipsografía con desniveles moderados, localizada en la parte centro-norte de México y que se encuentra rodeada por la Sierra Madre Occidental, Sierra Madre Oriental y Faja Volcánica Transmexicana. La deformación extensional cenozoica ha sido el principal factor que ha configurado esta provincia, los grandes sistemas de fallas que se localizan en ella han jugado un papel fundamental en su evolución geológica (Nieto *et al.*, 2005).

Los límites de la Mesa Central son, al norte el sistema Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental, al sur el sistema de fallas del Bajío, al este el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y al oeste el graben de Aguascalientes y el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes. En su interior se distinguen dos sectores, el septentrional, que se encuentra en un estado de erosión más avanzado y donde no se tienen evidencias de que haya ocurrido actividad tectónica significativa en el Neógeno; y el meridional, donde tuvieron lugar eventos tectónicos extensionales importantes en el Oligoceno y de menor magnitud del Mioceno al Cuaternario. El límite entre ambos segmentos es el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes, el cual sigue burdamente el límite poniente de los afloramientos de rocas turbidíticas de edad triásica, los cuales han sido interpretados como la franja que delimitaba el continente en ese tiempo (Nieto *et al.*, 2005).

Se reconoce que la corteza de la Mesa Central se encuentra adelgazada con relación a las regiones colindantes al este y oeste, así como también la presencia en el Cuaternario-Reciente de zonas de fusión parcial en el manto superior que yace bajo la MC, a las que se relaciona la emisión de basaltos alcalinos portadores de xenolitos del manto que se encuentran distribuidos en buena parte del segmento norte de la Mesa Central (Nieto *et al.*, 2005).

1.2 Geología de la sierra madre oriental

La Sierra Madre Oriental (Figura 5) de manera general, se puede definir como un edificio de sedimentos marinos mesozoicos y continentales cenozoicos deformados durante el Cenozoico, que ocupa la mayor parte del NE de México. Sus límites son: al N la Plataforma de Texas, al W y al SW el Altiplano Central Riolítico (límite oriental de la meseta ignimbrítica de la Sierra Madre occidental) al S el Eje Neovolcánico Transmexicano y al E la Llanura Costera cenozoica del Golfo de México (Padilla 1985).

El término Sierra Madre Oriental designa a un rasgo orográfico, formado por un macizo montañoso rugoso, angosto y alargado, situado en el oriente de la República Mexicana, que emerge de la planicie costera del Golfo de México y se yergue majestuoso e imponente, con cumbres que sobrepasan los 2,500 m sobre el nivel del mar, luego descienden de altura hacia el poniente y pasan a un extenso altiplano situado en el centro del país (Antuñano 2000).

Desde el punto de vista fisiográfico, la Sierra Madre Oriental puede ser dividida en diversas provincias que son, del E-NE hacia el W-SW (Padilla 1985):

1) Una provincia de pliegues simples de dirección NNW-SSE bien definidos, que van desde el Río Grande del Norte. hasta las cercanías de Monterrey, N. L. a esta provincia probablemente se deba añadir el arqueamiento anticlinal tardío que tiene la misma dirección, responsable de la formación de las sierras de San Carlos y de Tamaulipas, en la Llanura Costera del Golfo. Esta provincia es conocida como Cuenca de Sabinas (Humphrey, 1956).

2) La Provincia de las plataformas de Coahuila y de Valles-San Luis Potosí, cuya extensión se sigue desde la Plataforma de Texas hasta las cercanías del poblado de Xilitla, S.L.P. Las dos plataformas presentan una deformación simple y ocupan una posición estructural baja. Este conjunto está interrumpido entre los paralelos N24° y N25° 30', por una serie de sierras altas que representan, entre Torreón y Monterrey, una dirección transversal E-W el Sector Transversal de Parras, (Tardy 1972) que cambia hacia la curvatura de Monterrey a una dirección NNW-SSE, entre las ciudades de Monterrey y Aramberri, N. L.

3) Una provincia de la Cadena Alta, conjunto continuo que forma entre Torreón, Coahuila y Aramberri, N. L., una curvatura convexa-hacia el NE, y separa las dos plataformas de Coahuila y la de Valles-San Luis Potosí.

Sobre su borde convexo, esta Cadena Alta se termina bruscamente con un rasgo topográfico importante que domina: al N del Sector Transversal de Parras a la Plataforma de Coahuila (región de Viesca, Coahuila.), a los flysch del Grupo Difunta de la Cuenca de Parras (entre Parras y Monterrey); al NE y al E la provincia de la Cuenca de Sabinas. Del lado cóncavo, morfológica y estratigráficamente esta Cadena Alta se une insensiblemente a la parte oriental sedimentaria del Altiplano Central Mexicano, el cual forma parte de esta cadena.

El basamento de la Sierra Madre Oriental, consiste en de rocas que varían en litologías y edades, desde gneises de edad Precámbrica, en Peregrina, Tamaulipas. (Carrillo, 1961; De Cserna *et al.*, 1977, Ramírez, 1978) o el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo, 1965), hasta esquistos de edad preoxfordiana, que aparecen esparcidos en San Julián, Zac. (Córdoba, 1965), Jimulco, Coahuila. (Kellum, 1932), Aramberri, N.L. y Miquihuana, Tamaulipas. (Imlay, 1937), Peregrina (Carrillo, 1961) y Teziutlán, Puebla (Viniegra, 1963). Sedimentos del Paleozoico que afloran en Las Delicias, Coahuila. (King, 1934) y Peregrina, Tamaulipas. (Carrillo, 1961), completan un cuadro poco entendido sobre la distribución del complejo basal que soporta a la columna mesozoica; más complejo es aún, si consideramos que estas rocas están fuertemente deformadas y transportadas por orogénias anteriores (Anderson y Schmidt, 1983).

En el área que ocupa la franja plegada del frente de la Sierra Madre Oriental, los primeros sedimentos marinos mesozoicos aparecen entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior. Su distribución está restringida a dos franjas: una al suroriente, en la región de Huayacocotla (Carrillo, 1965) y otra al poniente, que va desde Santa María del Oro, Durango. (Aranda *et al.*, 1988), hasta Guanajuato (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992), pasando por Zacatecas, Real de Catorce y Charcas, S.L.P. Su característica al poniente consiste en aparecer como un cinturón turbidítico complejo en extremo, orientado NW-SE, con volcanismo marino asociado, mientras que, al oriente, rocas correlativas carecen de rocas volcánicas y se interdigitan con secuencias continentales del Alogrupo Los San Pedros (Rueda *et al.*, 1993). Mientras que los depósitos occidentales representan zonas internas de una cuenca sedimentaria, que según Eguiluz (2000) pudiera ser de tipo *pull apart*, ubicada en el Centro de México; los sedimentos del oriente representan el relleno de fosas relacionadas a la apertura del Golfo de México.

En ambos casos presentan faunas que indican la posible invasión marina relacionada con el ancestral Océano Pacífico (Imlay, 1980). Estas secuencias del Triásico-Liásico están plegadas y limitadas por discordancias angulares con las rocas a las que sobreyacen y con los sedimentos a los que subyacen, por lo que se infiere la existencia de un evento tectónico que pudo ocurrir posterior al Liásico o Jurásico Medio. La importancia de conocer la existencia, litología y espesor de estas rocas, facilita el entendimiento para conocer que durante la deformación Laramide, actuaron como niveles de despegue potenciales.

En las regiones antes descritas, al poniente, durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, otro cinturón turbidítico se depositó y quedó sobrepuesto al cinturón turbidítico anterior Triásico-Liásico, que continuó representando a la zona interna de la cuenca; mientras que, al oriente, sobre la secuencia triásica-liásica se sobrepuso una sedimentación de lechos rojos, evaporitas, carbonatos y terrígenos mioclinales.

A lo largo y ancho de la Sierra Madre Oriental, en la base de la columna sedimentaria preoxfordiana, se encuentran, en superficie y subsuelo, capas rojas (Formaciones Nazas, Cahuasas, Tenexcate y La Joya), con material volcánico en la mayoría de los casos, estas rocas cubren al complejo basal antes mencionado. Estos lechos rojos representan el relleno de fosas tectónicas y son el cambio de una sedimentación continental, hacia una sedimentación marina, que inició en el Jurásico Superior y continuó sin abandono durante el Cretácico. Magníficos afloramientos se observan desde la Sierra de Atotonilco y Villa Juárez, Durango., al noroeste, pasando por San Julián, Zacatecas, Huizachal, Tamaulipas., Galeana, Aramberri, Miquihuana, N.L., Real de Catorce, S.L.P. y en el Anticlinorio de Huayacocotla, hasta Teziutlán, Puebla, en el sureste.

Durante el Jurásico Superior, el Mar Tethisiano, inundó áreas bajas, extensas y planas, donde se depositaron primero, evaporitas, terrígenos y carbonatos, que formaron amplias plataformas interconectadas entre sí a través de canales, separadas por elementos insulares; posteriormente, estas plataformas evolucionaron y fueron cubiertas por terrígenos con variaciones de ambientes deposicionales. La distribución de facies y límites entre mares y continentes durante este tiempo, marcan la distribución paleogeográfica, que definió a las paleoislas de Coahuila y de Miquihuana, las cuales separaron a las cuencas de Sabinas, Magiscaltzin y de Tampico Misantla de la Cuenca del Centro de México (Carrillo, 1990).

Durante el Oxfordiano la Cuenca de Sabinas actuó primero como un paleogolfo, limitado por tierras altas y posteriormente durante el Tithoniano, quedó comunicada con la Cuenca de Chihuahua y flanqueada por plataformas cretácicas.

El control sedimentario y estructural de los bloques paleotectónicos altos, fue heredado al Cretácico Inferior, donde las áreas continentales que existieron, al ser cubiertas por el mar en diferentes tiempos, desarrollaron bancos y plataformas evaporítico-carbonatados, como la de Coahuila (Garza, 1973), San Luis-Valles, (Carrillo, 1971), Monclova (Alfonso, 1978), Maveric (Smith, 1981).

A lo largo y ancho de la Sierra Madre Oriental, existen cambios litológicos y acñamientos que forman una cubierta heterogénea. El basamento cristalino es localmente involucrado en la deformación Laramide, aunque ésta afecta principalmente a estratos mesozoicos y del Paleógeno con un estilo de cubierta delgada (thin-skinned). Dos niveles evaporíticos son particularmente importantes para entender su deformación; en uno predominan la halita y anhidrita que están presentes hacia el antepaís y depositados en bloques paleotectónicos bajos, mientras que el otro está caracterizado por yeso-anhidrita, se presenta en bloques relativamente más altos. La dirección estructural regional presenta cambios de orientación, variaciones en la longitud de onda de sus pliegues y cambios en la amplitud de la cadena deformada. La cadena plegada Sierra Madre Oriental, representa en su conjunto, una gran saliente de más de 500 km de amplitud, que se proyecta hacia el antepaís adyacente, situado al norte y oriente. En sus extremos NW y SE, la Sierra Madre Oriental está cubierta por derrames volcánicos del Cenozoico de la Sierra Madre Occidental y de la Faja Volcánica Transmexicana respectivamente.

De acuerdo al análisis stratigráfico, paleogeográfico y morfoestructural, la franja plegada del frente de la Sierra Madre Oriental puede dividirse en los siguientes seis sectores: San Pedro del Gallo que corresponde al extremo noroeste de la cadena plegada; Sector Transversal de Parras, situado entre Jimulco y Saltillo, Coahuila; Sector Saliente de Monterrey, se ubica desde el poniente de Monterrey, hasta Aramberri, N.L.; el Sector Valles localizado entre Cd. Victoria, Tamaulipas, Valles, S.L.P. y el Sector Huayacocotla, entre Tamazunchale y Tezuitlán, Puebla; la región de Zongolica, ubicada al sur de la Faja Volcánica Transmexicana, puede considerarse una extensión de este último sector, pero las características descritas por Rodríguez *et al.*, (1997), pueden individualizarlo.

1.3 Estratigrafía y estructura de las áreas de estudio

La estratigrafía observada en la realización del presente trabajo de las áreas de estudio está representada por varias formaciones que se ilustran en la (Figura 6) las cuales abarcan edades que van de finales del Jurásico a inicio del Cretácico.

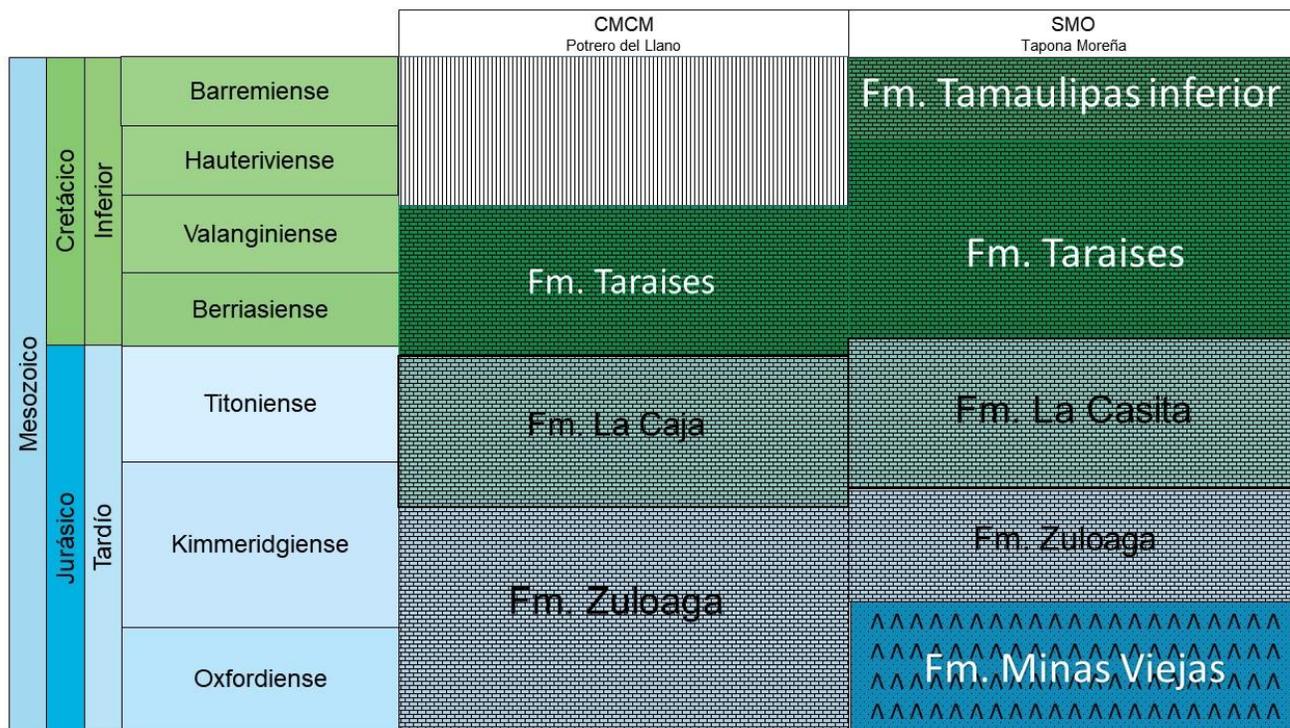


Figura 6.- Marco estratigráfico observado en las localidades Potrero del Llano y Taponá Moreña.

Formación Zuloaga

Autor: Imlay, R.W., 1938

Localidad tipo: Su localidad tipo se ubica en la Sierra de Sombrerillo al norte de Melchor Ocampo, Zacatecas (Imlay, 1938).

Descripción litológica: Imlay (1938, 1953) describe que esta unidad está constituida principalmente de caliza de estratificación gruesa, presentándose capas de 3-5 e incluso 10 pies, generalmente de coloración gris oscura, aunque en las partes inferior y media se pueden observar capas de color gris medio a ligero. Algunas secciones en la parte superior pueden presentar nódulos de pedernal negro y localmente algunas capas presentan bivalvos, gasterópodos o corales pobremente conservados.

Edad: Al momento de su propuesta, Imlay (1938) considera que esta unidad es de edad Jurásico Superior, probablemente del Oxfordiano, edad que posteriormente confirmó (Imlay, 1953), basándose en la presencia de amonites oxfordianos encontrados cerca de San Pedro del Gallo y Villa Juárez en Durango y por los fósiles kimmeridgianos encontrados en la parte inferior de las unidades suprayacentes correspondientes a las formaciones La Casita y La Caja. En 1982, Jiménez y colaboradores, reportan una asociación fósil caracterizada por bivalvos de las especies *Vaugonia* (V.) sp. Cf. *V. costata mexicana*, *Vaugonia* (V.) *calderoni*, *Cucullea* (*Trigonarca*) sp. Cf. (*Trigonarca*) *catorcensis*, *Tapes cuneovatus* y *Pleuromya inconstant*, con base en las cuales consideran una edad de Oxfordiano-Kimmeridgiano para esta unidad. Posteriormente, Buitrón (1984) con base en la comparación del contenido fósil, caracterizado por las especies *Pholadomya* Cf. *P. paucicostata*, *Nerinea goodellii*, *N. circumvoluta* y *Aptyxiella stantoni* (pelecípodos y gasterópodos) encontradas en esta unidad, con las reportadas para las formaciones Malone de Texas y Smackover de Arkansas, cuyas edades son Kimmeridgiano-Tithoniano y Oxfordiano, respectivamente, interpreta que la Zuloaga corresponde al Oxfordiano-Kimmeridgiano. Sin embargo, personal de PEMEX (1988), consideran que la edad Oxfordiano de la Zuloaga está bien afirmada por la presencia de *Pseudomonotis durangensis*, corales y algas (espongiostromata y dascycladaceas), espículas de esponjas (*Rhaxella sorbyana*) y los grumos fecales de *Favreina salevensis*, además de estar también controlada por posición estratigráfica bajo rocas sedimentarias de edad Kimmeridgiano.

Por su parte, Humphrey y Díaz (2003), mencionan, que con base en la posición estratigráfica similar a la de la Formación La Gloria, ambas unidades por debajo de rocas con amonites de la zona de *Idoceras balderum*, del Kimmeridgiano Inferior, se ha asignado tradicionalmente a la Zuloaga, una edad de Oxfordiano; agregan que podría abarcar hasta la parte más baja del Kimmeridgiano por el registro de un amonite del género *Nebrodités* reportado por Burckhardt (1930), en la cima de la Calcaire à *Nérinéés* (Caliza Zuloaga), en la Sierra de Santa Rosa, Durango; sin embargo, Burckhardt *op cit.*, coloca a éste amonite dentro del Oxfordiano superior. Al mismo tiempo, Pessagno y Martin (2003) interpretan que la edad de la Caliza Zuloaga puede ser sólo establecida como del Oxfordiano medio o más antigua debido a la superposición de estratos que contienen amonites del Oxfordiano medio. Finalmente, Barboza-Gudiño *et al.*, (2004) consideran en el encabezado del párrafo correspondiente a la Formación Zuloaga una edad de Oxfordiano-Kimmeridgiano (Jok Cz), sin embargo, en el texto mencionan que esta unidad ha sido generalmente asignada al

Oxfordiano por su contenido paleontológico; asimismo, en su columna estratigráfica también la ubican en el Oxfordiano-Kimmeridgiano, aunque no proporcionan argumentos para dicha edad. Como se puede observar, existen controversias en la edad de esta unidad, por lo que, de manera preliminar en este análisis, se considera una edad de Oxfordiano, con base en su posición estratigráfica, en espera de estudios paleontológicos y estratigráficos a detalle, tanto de la Zuloaga, como de las unidades infra y suprayacentes, que permitan precisar la edad de la Caliza Zuloaga.

En Comentarios adicionales el análisis de las especies de pelecípodos y gasterópodos reportados por Jiménez *et al.*, (1982) y Buitrón (1984), permite determinar que no es posible, con base en su registro, asignar una edad de Oxfordiano-Kimmeridgiano para la Zuloaga, ya que la mayoría presentan alcances estratigráfico desde el Oxfordiano al Tithoniano, por lo que hasta el momento, el dato más confiable para asignar edad a la Zuloaga es la superposición de rocas con amonites de edad Kimmeridgiano inferior, y su relación lateral con la Formación La Gloria que contiene amonites del Oxfordiano, por lo que queda restringida a esa edad, como ha sido interpretado por Imlay (1938, 1953), Longoria (1984), Götte (1988), Salvador (1991), Pessagno y Martin (2003).

Contenido paleontológico: El contenido fósil reportado para esta unidad está caracterizado por pelecípodos (Imlay, 1953; Rogers *et al.*, 1957; Jiménez *et al.*, 1982; Zarate del Valle, 1982; Buitrón, 1984; Martín, 1996 en Pessagno y Martin, 2003), gasterópodos (Imlay, 1953; Rogers *et al.*, 1957; Buitrón, 1984; Martín, 1996 en Pessagno y Martin, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004), corales (Imlay, 1953; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) y braquiópodos tipo terebratulídeos (Rogers *et al.*, 1957). Asimismo, se han reportado fragmentos de equinoideos y raros foraminíferos bentónicos (*Miliolina* y *Textulariina*) (Martin, 1996 en Pessagno y Martin, 2003). Particularmente, destacan del grupo de pelecípodos las especies *Vaugonia* (V.) sp. Cf. *V. costata mexicana*, *Vaugonia* (V.) *calderoni*, *Cucullea* (*Trigona*) sp. Cf. (*Trigona*) *catorcensis*, *Tapes cuneovatus*, *Pleuromya inconstant* (Jiménez *et al.*, 1982), *Pholadomya* Cf. *P. paucicostata* (Buitrón, 1984) y los gasterópodos *Nerinea goodellii*, *N. circumvoluta*, *Aptyxiella stantoni* (Buitrón, 1984).

Distribución: Es la principal formadora de montañas en el norte de Zacatecas, sureste de Coahuila y norte de San Luis Potosí. Aflora en los levantamientos anticlinales mayores de la Sierra Madre Oriental, desde la región de Saltillo y Monterrey hacia el sur, hasta la porción meridional de Nuevo León y suroccidental de Tamaulipas (Imlay, 1953). En el estado de Coahuila se ha reportado en los anticlinales de Viesca y Praderones, en el extremo occidental de La Sierra de Presitas, al sur del cañón del Álamo, en el Arroyo del Cuervo (Pérez-Rul, 1967), y en la Sierra de San Francisco (Ledezma-Guerrero, 1967). En el estado de Zacatecas aflora en las sierras de La Candelaria, del Borrego (Rogers *et al.*, 1957), El Gabán y de Lorenzeña (Ledezma-Guerrero, 1967), y en la Sierrecilla de San Antonio (Buitrón, 1984). Finalmente, en San Luis Potosí se ha registrado su presencia en el área Charcas-Venado (Jiménez *et al.*, 1982) y en la porción noroccidental de la Sierra de Catorce (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Espesor: De manera general el espesor de esta unidad es muy variable, reportándose 548.64 m, en su localidad tipo (Imlay, 1938), y en la Sierra de Sombrerete, al norte de Melchor Ocampo, Zacatecas (Imlay, 1953); 365.76 m en el oeste de las Montañas de La Ventura (Imlay, 1938), y a 45 millas al sureste, en la Sierra La Ventana. Mientras que en la Sierra de Catorce al norte de San Luis Potosí se reportan 304.8 m; reportándose un adelgazamiento de la unidad, hacia el sur, en la Sierra Madre, sur de Nuevo León y sureste de Tamaulipas, donde apenas alcanza 53.035-103.63 m de espesor (Imlay, 1953).

Por otro lado, se reportan 275 m en la Sierra de La Candelaria, Zacatecas (Rogers *et al.*, 1957) y un máximo para esta unidad de hasta 700 m, en el extremo occidental de la Sierra de Presitas, al sur del Cañón del Álamo, Coahuila (Pérez-Rul, 1967).

Relaciones estratigráficas: La Caliza Zuloaga es sobreyacida por las formaciones La Caja (Imlay, 1938, 1953; Rogers *et al.*, 1957; Ledezma-Guerrero, 1967; Mitre-Salazar, 1989) y La Casita (Pérez-Rul 1967); y es subyacida discordantemente por la Formación Nazas, y de manera concordante y transicional por la Formación La Joya (Montellano-Ballesteros *et al.*, 1995; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Por otro lado, Imlay (1938) menciona que esta unidad es un equivalente lateral (off-shore) de la Formación La Gloria; mientras que Oivanki (1974) menciona que la Formación La Gloria cambia transicionalmente hacia arriba a carbonatos de plataforma de la Formación Zuloaga.

Correlación: De acuerdo con Tristán-González y Torres-Hernández (1992), esta unidad se correlaciona con las formaciones Novillo, Santiago, Olvido, La Gloria y Las Trancas. En estados Unidos, se ha correlacionado con la Formación Smackover del sur de Arkansas (Imlay, 1953; Oviarki, 1974; Salvador, 1991).

Ambiente de depósito: Dentro de las primeras interpretaciones sobre el ambiente de depósito de esta unidad está la de Imlay (1953) quien menciona que se formó, no sólo como un depósito batial, sino también como un depósito cercano a la costa, con clima uniforme, y escaso aporte de terrígenos; señala que el adelgazamiento de la formación de la parte septentrional de Zacatecas hacia el sureste de Tamaulipas, muestra que la principal fuente de sedimentos estaba en el norte. Por otro lado, la presencia del género *Nerinea* en la Caliza Zuloaga ha sido interpretada por diversos autores (Sohl, 1969 en Buitrón, 1984; Hölder, 1979 en Buitrón, 1984) como característica de un ambiente tropical de aguas someras. Posteriormente, Oviarki (1974), interpreta para esta unidad un paleoambiente de mar epicontinental muy somero, subsidencia lenta; y que fue depositada durante una gran transgresión marina con numerosas fluctuaciones menores del nivel del mar. Finalmente, Pessagno y Martin (2003) consideran que la asociación faunística indica que fue depositada en profundidades no mayor a 100 m, sobre un banco carbonatado en profundidades neríticas libre de la energía del oleaje. Comentarios adicionales: De acuerdo con Götte y Michalzik (1991) el grupo Zuloaga representa una mega secuencia mesozoica la cual refleja el desarrollo geotectónico de la apertura del Golfo de México durante el Jurásico, antes de la sedimentación de La Casita clástica del Kimmeridgiano-Tithoniano.

Formación Minas Viejas

Autor: Humphrey y Díaz 1956.

Localidad tipo: Humphrey y Díaz (1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003) toman como localidad tipo el Potrero de Minas Viejas ubicado a 45 km al noroeste de Monterrey, Nuevo León.

Descripción litológica: Humphrey y Díaz (1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003) describen que en la localidad tipo la formación Minas Viejas consiste de yeso granular de color gris, blanco y café amarillento con intercalaciones de cuerpos lenticulares de lutita laminar calcárea gris oscura y caliza argilácea gris oscura.

Edad: De acuerdo a su posición estratigráfica, a esta unidad se le asigna una edad de Jurásico Medio, Calloviano al Jurásico Tardío, Oxfordiano (Humphrey y Díaz, 1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003; Götte, 1988; Goldhammer, 1999; Kroeger y Stinnesbeck, 2003).

Contenido paleontológico: No presenta contenido fósil (Humphrey y Díaz, 1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003; Götte, 1988).

Distribución: Las rocas de esta formación afloran en el estado de Nuevo León observándose en el área de Galeana, Potrero de Minas Viejas, área de Montemorelos-Rayones, Sierra del Fraile, Sierra de Los Muertos Coahuila-Nuevo León (Humphrey y Díaz, 1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003; Kroeger y Stinnesbeck, 2003), Sierra de Papagayos (Weidie y Martínez, 1970); Sierra de Los Rincones (Götte 1988); Aramberri, Monterrey (Götte y Michalzik, 1992); Sierra de Las Ánimas (González–Ramos *et al.*, 1997), Allende, noreste de Villa de García, en las sierras Rancho Nuevo y La Silla (Santiago-Carrasco *et al.*, 2000), Potrero Chico, Potrero de García (CNA, 2003). En el estado de Coahuila está expuesta en la Sierra de Los Baluartes, Sierra de Hermanas (Humphrey y Díaz, 1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003), Sierra de La Fragua, en Saltillo (Santiago-Carrasco *et al.*, 2000), al norte de la ciudad de Monclova (Molina *et al.*, 2004), en la Sierra Los Alamitos (Villareal-Fuentes, 2007).

Espesores: Humphrey y Díaz (1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003) reportan un espesor inicial incompleto de 883 m. Posteriormente, se han reportado espesores variables de 600 m (Götte, 1988), 300 a 700 m (Aguilera-Reyes, 1988), 1000 m (Goldhammer, 1999).

Relaciones estratigráficas: El contacto inferior de esta unidad es discordante a las rocas continentales Huizachal (López-Ramos, 1979) y transicional con las formaciones La Joya y Novillo en el área de Galeana-Aramberri, Nuevo León (Götte y Michalzik, 1992).

El contacto superior es concordante a la Caliza Zuloaga (Humphrey y Díaz, 1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003) y discordante con la formación La Casita en las inmediaciones de Galeana, Nuevo León (Ocampo-Díaz *et al.*, 2008). Por otra parte, Wall *et al.*, (1961 *en* Longoria, 1984) mencionan que esta unidad es un equivalente lateral de las formaciones La Gloria y Zuloaga.

Correlación: Se correlaciona con el Miembro Inferior de la Formación La Gloria en el noreste de Durango, Formación Novillo del área Peregrina-Huizachal en Tamaulipas (Humphrey y Díaz, 1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003). Rueda-Gaxiola (1998) relaciona a las rocas de dicha unidad con la Formación Cahuassas del Anticlinorio de Huayacocotla, Formación Cualac del Anticlinorio de Tlaxiaco y Formación Huehuetepec de la Subcuenca Tampico-Misantla.

Ambiente de depósito: Humphrey y Díaz (1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003) mencionan que esta formación corresponde a una facies lagunar a la cual siguió una rápida trasgresión donde el mar cubrió el área del Geosinclinal Mexicano con movimientos oscilatorios. Goldhammer (1999) describe que dicha formación es un depósito marino-marginal que marca la incursión marina inicial en una cuenca restringida. Finalmente, Kroeger y Stinnesbeck (2003) sugieren que las evaporitas fueron formadas en una cuenca poco profunda oxigenada.

Formación La Casita

Autor: Imlay, R.W., 1936.

Localidad tipo: En el Cañón La Casita el cual se encuentra aproximadamente a 10 millas al sur de General Cepeda y a 30 millas al sureste de Saltillo, Coahuila (Imlay, 1936).

Descripción litológica: A lo largo del Cañón del Álamo al sur de Viesca, Coahuila, Kellum (1932) describe lutita, arenisca y caliza, formando taludes cerca de un escarpe de calizas del Cretácico; caliza gris alternando con lutita carbonatada de delgada a gruesa, lutita gris oscuro, arenisca de cuarzo de grano grueso, caliza yesífera con nódulos de limo ferruginoso y lutita amarilla a rosa con un horizonte de amonitas; en la parte norte de Zacatecas y Durango, el Kimmeridgiano consiste de lutita negra y marga con concreciones de caliza negra. En la parte oeste de la Sierra de Parras, Coahuila, Imlay (1936) describe lutita, arenisca y capas de caliza intercaladas, 180 pies de lutita carbonosa negra a gris oscuro, intercalada con capas de carbón y delgadas capas de caliza amarilla.

Edad: Kimmeridgiano-Portlandiano (Imlay, 1936). Pantoja-Alor (1962, 1963) le asignó una edad de fines del Oxfordiano al Tithoniano. Para la región de Cuencamé, Durango, Villaseñor- Martínez (1982) le asigna una edad del Kimmeridgiano tardío al Tithoniano tardío. Con base en su contenido fosilífero Contreras-Montero *et al.*, (1988) le asignaron una edad del Kimmeridgiano inferior-Tithoniano superior. Cantú-Chapa (1999) determina con base en su contenido fosilífero que la cima de la Formación La Casita, coincide con el límite Jurásico-Cretácico para el noreste de México. Roberts (1989 *in* Olmstead, 1999), con base en su contenido de amonitas le asigna una edad del Kimmeridgiano temprano al Tithoniano tardío; Olmstead (1999) determina que los dinoflagelados contenidos en el miembro medio de esta formación indican una edad del Kimmeridgiano temprano.

Contenido paleontológico: En una sección del Cañón del Álamo, Coahuila, Kellum (1932) reporta la presencia de amonitas del género *Berriasella* y *Steuroceras* de edad Portlandiano, las capas debajo de este horizonte fosilífero, probablemente pertenezcan al Kimmeridgiano; las rocas marinas del Kimmeridgiano del norte de Zacatecas y Durango contienen *Idoceras* en la zona de Mazapil y *Haploceras* en San Pedro del Gallo, respectivamente. En algunos nódulos de caliza dentro del miembro superior de esta unidad se encuentran moluscos, las lutitas arenosas contienen belemnites y las calizas arenosas algunos fragmentos de madera; en la parte media de la Sierra de Parras contiene fósiles de amonites, belemnites, braquiópodos, pelecípodos y gasterópodos con las siguientes especies: *Aspidoceras* sp., *Aulacosphinctoides* sp., *Glochiceras* sp., *¿Katroliceras?* aff. *pervinquiri* (Burckhardt), *Lucina potosina* Castillo y Aguilera, *Nucula* sp., *Parallelodon* sp., *¿Pleuromya?* sp., *Posidonomya?* sp., *Rhynchonella* sp., *Subdichotomoceras* sp., *Torquastisphinctes kokeni* Burckhardt (non Behrendsen), *Torquastisphinctes* sp., *Subplanites* sp., *Aptychus*, *Aspidoceras* sp., *Astarte* sp., *Durangites* sp., *Ochetoceras* sp., *Taramelliceras* sp., *Mazapilites* sp., *Mazapilites* cf. *zitteli* Burckhardt, *Idoceras?* sp., *Belemnopsis* sp. (Imlay, 1937). Al suroeste de Tamaulipas (Schmittou *in* Imlay, 1953) describe la presencia de *Kossmatia*, *Berriasella*, *Corongoceras*, *Micracanthoceras*, *Mazapilites* y *Aulacosphinctes* en bancos delgados de arenisca, marga calcárea y arena oscura. Clemons y McLeroy (1962) describen la presencia de bivalvos de los siguientes géneros: *Pholadomya*, *Lima*, *Corbis roblesi* y *Cardium munzoni*, en la parte basal de una sección cerca del Cañón Soldados se observan lutita y caliza con *Plicatula pulchra* Imlay, *Vermetus cornejoi* var. *varians* Imlay, *Exogya?* sp., y *Tapes chihuahuensis* Böse y *Cardium hillanum?* fueron colectados de esta unidad a 2 km al norte del Chocolate.

Pantoja-Alor (1962, 1963) reporta al norte de San Pedro del Gallo, Durango, los siguientes fósiles: *Laevaptychus*(?) y *Lamellaptychus* (?), al sur colectó ejemplares de *Durangites* sp., al oeste del Rancho Cerro Redondo la fauna incluye *Durangites* sp., y *Neolissceras* sp. En el levantamiento de Jimulco, Pérez-Rul (1967), describe la presencia en la parte superior de Formación La Casita de belemnitos *Pachyteuthis* sp. de edad Jurásico Superior. En su trabajo de tesis en la región de Cuencamé, Durango, Villaseñor-Martínez (1982) reporta la presencia de amonitas de la siguiente especie: *Haploceras transatlanticum*, *Haploceras costatum*, *Glochiceras fialar*, *Glochiceras diaboli*, *Craspedites mazapilensis*, *Subdichotomoceras lamplughi* del Kimmeridgiano tardío y *Parodontoceras* aff. *callistoides* y *Lamellaptychus murocostatus* asignadas al Titoniano tardío.

En los alrededores de Santa María del Oro, Durango, en el Cerro Las Trincheras, Aranda-García *et al.*, (1987) reportan en limolita y lutita con concreciones, la presencia de las amonitas *Nebroditites* aff. *Flexuosus* Burckhardt, *Nebroditites crassicostatus* Burckhardt y *Nebroditites* sp., del Kimmeridgiano inferior, en el Arroyo Grande del Picacho reportan marga negra con amonitas *Proniceras subpronum* del Tithoniano superior, en el Arroyo Corralejo describen un paquete de lutita, limolita y escasa arenisca con amonitas del género *Durangites* del Tithoniano superior. En el Arroyo Salsipuedes y Cañada del Diablo en la región de San Pedro del Gallo, Durango, Contreras-Montero *et al.*, (1988) identificaron las siguientes especies: pelecípodos *Pseudomonotis durangensis*, *P. tamaulipana*, *Pleuromya inconstans*, *Trigonia uyschetskii*, *T. calderoni*, *T. aff. munita*, *Astarte malonensis*, *A. breviarola*, *Arctica* aff. *coteri*, *Tapes cuncovatus*, *Entolium* sp., *Lucina* sp., que permiten asignarle una edad del Kimmeridgiano inferior; en la sección de Palitos Prietos, Cerros Colorados y Cerro La Cruz se colectaron las amonitas *Haploceras* aff. *ordoñezi*, *Nebroditites rota*, *Nebroditites zitteli*, *Phylloceras reticulatum*, *Phylloceras subplicatitus*, *Idoceras neohispanicum*, *Idoceras zacatecanum*, *Streblites* aff. *auriculatus*, *Sutneria cyclodorsatus*, *Rasenia (Involuticeras)* sp. cf. *Haploceras* sp., *Phylloceras* sp., *Wheatleyites* sp., los pelecípodos *Buchia rugosa*, *B. tenuistriata* y *Astrate* aff. *zacatecana*.

En la región noreste de México (Nuevo León, Tamaulipas) se ha determinado la presencia de calpionélidos del Tithoniano superior en la Formación La Casita, representados por *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *C. carpathica* y *C. oblonga*; amonitas *Acevedites*, *Haploceras* y *Salinites* que aparecen a 45 m de la cima de la unidad, ninguno de estos géneros de amonitas aparecen dentro de la Formación Taraises del Cretácico inferior o en la Tamaulipas inferior; el límite del Jurásico superior ocurre en un estrato con la asociación de amonitas de *Substeueroceras-Proniceras-Durangites-Salinites*, la cual coincide con la cima de la Formación La Casita (Cantú-Chapa, 1999). En la región de Placer de Guadalupe y Cerro Los Panales, Chihuahua, Young (1969 in Olmstead, 1999) reconoció las zonas de amonitas: *Idoceras straitum*, *Pseudolisoceras* spp., *Sublanites* spp., *Richterella kingi* y *R. rancheriasensis*; en este mismo lugar se encontraron géneros de dinoflagelados *Sentusidinium*, *Leptodinium* y *Ctenidodinium* (Olmstead, 1999).

Distribución: Los mejores afloramientos se encuentran en la cabeza del Cañón Taraises (Imlay, 1936); en el Cañón de La Casita y en las sierras de San Ángel, Astillero y Garambullo (Imlay, 1937). Ha sido identificada cerca de Placer de Guadalupe y en el centro oriente de Chihuahua, en Villa Juárez, Durango, en las sierras de Jimulco, de Parras, Atajo y Yeso al sur de Coahuila; mientras que en el centro oriente se ha reconocido en la Sierra de San Marcos y Sierra Azul; en la Sierra Madre Oriental desde la región de Saltillo, hasta la parte meridional de Nuevo León y sur occidente de Tamaulipas (Imlay, 1953). Aflora en el levantamiento de San Pedro del Gallo-Cinco de Mayo, ocupando pequeños y estrechos valles, localmente forma los flancos de los anticlinales donde está protegida por la Formación Taraises que le sobreyace, la Formación La Gloria le subyace (Pantoja-Alor, 1962, 1963). Al oeste de Parras, Coahuila, a 25 km aproximadamente se encuentran afloramientos de la Formación La Casita en el núcleo del Anticlinal Taraises y en el Cañón de Las Vacas (Ledezma-Guerrero, 1967). Aflora en la región de San Pedro del Gallo, Durango, donde se han colectado bastantes ejemplares fósiles de amonitas y pelecípodos, (Contreras-Montero *et al.*, 1988). Se encuentra distribuida en gran parte de noreste, norte y nor-noreste del Territorio Nacional, desde la Cuenca de Chihuahua, Cuenca de Sabinas, Península de Tamaulipas, Sierra Madre Oriental y porción occidental de la Cuenca de Burgos, así como en la parte norte y noreste de la Cuenca de la Mesa Central (PEMEX, 1988b).

Espesor: En la parte oeste de la Sierra de Parras esta unidad tiene un espesor de aproximadamente 61 m (Imlay, 1936). En la región que abarca de Coahuila a Tamaulipas, se han encontrado variaciones en espesor desde 50 hasta 422 m (Imlay, 1953). Contreras-Montero *et al.*, (1988) describen desde 32 hasta 350 m de espesor en la región de San Pedro del Gallo, Durango. Su espesor es muy variable, con un promedio de 400 m, aunque en el subsuelo rebasa los 1000 m, en el área de Placer de Guadalupe, Chihuahua, se midieron 1300 m aproximadamente (PEMEX, 1988b).

Relaciones estratigráficas: En el Cañón de la Casita descansa sobre la Formación La Gloria (Imlay, 1936). La base de la Formación La Casita está ubicada en el contacto de la arenisca conglomerática con la caliza con *Nerinea* (Formación La Gloria); su cima está marcada por un contacto abrupto con la caliza basal de la Formación Taraises (Imlay, 1937). Imlay (1953), interpreta la posible existencia de una discontinuidad o no depósito (hiatus), entre La Gloria y La Casita, debido a la falta en el Norte de México de capas con fósiles del Kimmeridgiano inferior más antiguas que las capas con *Idoceras* y más jóvenes que el Argoviano, mientras que el límite superior de La Casita, está marcado abruptamente en el contacto con la caliza de la Formación Taraises, como se observa en las sierras de Parras y de Jimulco, Coahuila. En el levantamiento de Villa Juárez, Durango, está separada de la Formación Taraises por la Formación Carbonera de manera transicional, sin embargo, Pantoja-Alor (1962, 1963) para esta misma área, incluye dentro de La Casita las capas del Argoviano por: 1) la diferencia tan grande entre las litologías de las formaciones La Gloria y La Casita, 2) la dificultad para fijar el contacto entre ambas unidades, 3) la necesidad de estudios fosilíferos detallados para separar las capas del Oxfordiano superior de aquellas del Kimmeridgiano y 4) la falta en San Pedro del Gallo de la discontinuidad entre las capas del Oxfordiano superior y las del Kimmeridgiano. Para el área de Viesca, Coahuila, cubre a las formaciones La Gloria y Zuloaga, está cubierta a su vez por la Taraises (Pérez-Rul, 1967). En la región de Santa María del Oro, Durango, sobreyace concordantemente a la Formación La Gloria (Berumen-Esparza y Pavón-Leal, 1982). El contacto entre la Formación La Casita y Taraises es transicional, sin embargo, el contacto de La Formación La Casita con la Tamaulipas inferior es abrupto (Cantú-Chapa, 1999). En el Cerro Los Panales y en Placer de Guadalupe, Chihuahua, La Formación La Casita sobreyace discordantemente a la Formación Plomosas y es cubierta concordantemente por la Formación Navarrete (Olmstead, 1999).

Correlación: Imlay (1953) correlaciona esta unidad con las formaciones La Caja y Malone. Humphrey (1949) la correlacionó con la Formación Malone de la parte occidental de Texas y con el Grupo Cotton Valley de la parte suroriental de Estados Unidos. Los afloramientos de la Formación La Casita al oeste de Parras, son correlacionables con los de la Formación La Caja al sur de Parras, la cual es el equivalente extralitoral (Ledezma- Guerrero, 1967), ambas unidades se diferencian por la ausencia de clásticos gruesos en la Formación La Caja y la presencia de ellos en la Formación La Casita.

Contreras-Montero *et al.*, (1988) la correlacionan con la formación La Caja que aflora al norte y noreste de México y con la formación Malone del oeste de Texas, Cotton Valley, Buckner y Smackover del este de Texas. Olmstead (1999) correlaciona el miembro inferior y medio de la Formación La Casita con la Lutita Dossier, parte del miembro medio y todo el miembro superior con el Grupo Cotton Valley y la Formación Cat Gap de la Cuenca de Blake-Bahama. Imlay (1939) correlacionó la unidad informal que Burckhardt denominó “capas San Pedro” con la Formación La Casita, aunque cronoestratigráficamente ambas unidades son aproximadamente equivalentes, es claro de la observación realizada en campo, que las capas San Pedro no son correlacionables litoestratigráficamente con la Formación La Casita y que se correlaciona más apropiadamente con la Formación La Caja (Pessagno Jr., y Martin, 2003).

Ambiente de depósito: Probablemente es de un ambiente lagunar y la presencia de carbón indica condiciones de aguas salobres, en algunos intervalos la laguna pudo estar en conexión con el mar (Imlay, 1936). Gradualmente pasa cuenca adentro a lutita, marga y caliza en bancos delgados que representan a la Formación La Caja (Imlay, 1953). La presencia de moluscos en las lutitas negras de esta formación, sugieren ambientes de plataforma somera, la presencia de conglomerados basales implica condiciones continentales al inicio del Kimmeridgiano (PEMEX, 1988b).

Formación La Caja

Autor: Imlay, R.W., 1938.

Localidad tipo: Se ubica en la Vereda del Quemado, en la Sierra de La Caja, norte de Mazapil, Zacatecas (Imlay, 1938). Por su parte, Verma y Westermann (1973) ubican el estratotipo del miembro El Pastor, en el arroyo que pasa por el pequeño poblado El Pastor y para el miembro El Verde, la ubican 200 m al sur de la mina Santa Ana de Arriba, a lo largo del camino que conduce al poblado El Verde.

Descripción litológica: Al momento de su propuesta, Imlay (1938) menciona que consiste de una caliza de estratificación delgada, y margas. En otros estudios se ha descrito como una secuencia de calcarenita y limolitas calcáreas que en conjunto presentan un color gris rosáceo, con abundante fauna de amonites (Padilla y Sánchez, 1978); y fosforita (Padilla y Sánchez *op cit.*; PEMEX, 1988); así como una secuencia de mudstone de color gris claro y oscuro, en capas de unos cuantos centímetros a 10 cm de espesor, con interestratificaciones de lutita calcárea laminar, además de bandas de pedernal negro (PEMEX *op cit.*).

Edad: Inicialmente Imlay (1938) menciona que su edad es del Jurásico Superior, y agrega que con base en los trabajos de Burckhardt (1930), se puede interpretar que es del Tithoniano-Kimmeridgiano y quizá Oxfordiano superior. Por su parte, Padilla y Sánchez (1978) le asigna una edad de Kimmeridgiano tardío-Tithoniano; mientras que personal de PEMEX (1988), Santiago-Carrasco et al. (2000) y Tristán-González y Torres-Hernández (1994), la consideran Kimmeridgiano-Tithoniano. Por otro lado, Velasco-Segura *et al.*, (2004) con base en amonites y calpionélidos consideran para esta unidad, una edad del Kimmeridgiano tardío Berriasiano temprano. Estudios más detallados con base en amonites, interpretan que el registro más viejo de éstos para La Caja es del Kimmeridgiano inferior (Olóriz *et al.*, 1999; Villaseñor *et al.*, 2000), mientras que el horizonte más superior de esta unidad está en un rango dentro del Berriasiano temprano a la parte más temprana del Berriasiano Medio (Olóriz *et al.*, 2003). Esta edad es corroborada en parte por López-Caballero (2009) quien le asigna Kimmeridgiano inferior (no basal) al Berriasiano inferior basal. De manera particular, según Olóriz *et al.*, (1999), el miembro El Pastor, es de la parte tardía del Kimmeridgiano temprano al Tithoniano medio y la última parte del miembro El Verde es de la parte tardía del Berriasiano Temprano al Medio.

Contenido paleontológico: El contenido paleontológico de esta unidad está caracterizado principalmente por amonites como *Haploceras zacatecanum*, *H. transatlanticum*, *H. mexicanum*, *H. costatum*, *H. felexi*, *Involuticeras* n. sp. Ind., *Berriasella* sp., *Proniceras subpronum*, *P. Cf. torrense*, *Subneumayria aff. ordoñezi*, *Idoceras tuttlei* (Imlay, 1938), *Kossmatia* sp., *Pseudolissoceras* sp., *Metahaploceras* sp. *Mazapilites* sp., *Aspidoceras* sp., *Waagenia* sp., *Substeueroceras barisella* (PEMEX, 1988), así como *Glochiceras fialar*, *Parodontoceras*, e *Idoceras balderum* (Imlay *op cit.*; PEMEX *op cit.*). Se documenta además la presencia de bivalvos de las familias *Buchiidae*, *Lucinidae* (Buitrón, 1984; De La Mora *et al.*, 2000) y *Astartidae* (De La Mora *op cit.*), y belemnites (Zell *et al.*, 2013).

Dentro de la microfauna se reconoce a *Calpionella alpina* y *C. elliptica* (PEMEX *op cit.*), y escasos foraminíferos bentónicos (Pessagno *et al.*, 1999). También se ha registrado la presencia de ichthyosaurios (Buchy y López-Oliva, 2009).

Distribución: Ha sido descrita en las porciones central, norte y noreste de la Cuenca de la Mesa Central y áreas adyacentes del Sector Transversal de la Sierra Madre Oriental (PEMEX, 1988); asimismo, se ha documentado que tiene una amplia distribución en la parte central de México, particularmente en ambos flancos del anticlinal La Trinidad, y del Cerro Blanco-La Taponá y en el flanco occidental del anticlinal La Presa (Martínez-Pérez, 1972). Aflora además en las sierras de Santa Rosa, La Caja, Canutillo, Zuloaga y en la Sierra Ramírez, Zacatecas (Burckhardt, 1930), así como en la Sierra de Catorce (Olóriz *et al.*, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) y Sierra de Parras, en el Rancho Sombrero (Buchy y López-Oliva, 2009).

Espesor: El espesor de esta unidad varía de 140 a 300 pies (Imlay, 1938), de 10 a 55 m (Martínez-Pérez, 1972) y de 40 hasta 420 m (PEMEX, 1988). Velasco-Segura *et al.*, (2004), en la Sierra El Jabalí, Coahuila, reporta un espesor de 121 m; mientras que Barboza-Gudiño *et al.*, (2004), en la Sierra de Catorce, mencionan que varía entre 30 y 50 m, aunque agregan que frecuentemente la unidad completa puede estar ausente por efectos tectónicos como deslizamientos durante el plegamiento. De manera particular, Pessagno *et al.*, (1999) registra 52 m para el miembro lutita inferior, 316 m para el miembro pedernal, 36 m para el miembro lutita superior y de 6 a 77 m para el miembro cantera Cerro Panteón.

Relaciones estratigráficas: Su contacto inferior es concordante con la Caliza Zuloaga y el superior es, de igual forma concordante, con la Formación Taraises (Imlay, 1938; Martínez-Pérez, 1972; Padilla y Sánchez, 1978; PEMEX, 1988; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Regalet-Figueroa, 2011). También se ha reconocido sobreyaciendo a las formaciones La Gloria y Olvido (Padilla y Sánchez *op cit.*; PEMEX *op cit.*) y subyaciendo al Grupo Mezcalera (PEMEX *op cit.*) y a la Formación Carbonera (Santiago-Carrasco *et al.*, 2000).

Correlación: Es correlacionable con la Formación La Casita del noreste de México (Martínez-Pérez, 1972; Santiago-Carrasco *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004), 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 (Barboza-Gudiño *op cit.*). Se correlaciona además con las formaciones Pimienta, y Malone de la región de Ciudad Juárez, Chihuahua, y Cotton Valley del sur de Texas (Santiago-Carrasco *op cit.*).

Ambiente de depósito: Por las características litológicas y el contenido macro y micro faunístico, se interpreta que su depósito se efectuó en facies profundas (PEMEX, 1988), arriba del nivel de compensación de la aragonita (Pessagno *et al.*, 1999). De acuerdo con Velasco-Segura *et al.*, (2004), existe una transición de facies de ambientes lagunares y someros a ambientes de facies de cuenca profunda desde la base a la cima de la formación; agregan que la tendencia de profundización de la cuenca dentro de la unidad se observó con el paso de un régimen inicial de clásticos finos en la base, inmediatamente después de que termina el depósito de la Zuloaga, seguido por un régimen intermedio de deposición fosforítica, para culminar con un régimen de deposición carbonatada en su contacto transicional con la Taraises, lo que indica, según los autores, un aumento gradual de la profundidad hacia facies de cuenca. En la Sierra de Catorce, Villaseñor *et al.*, (1991), mencionan que debido al alto contenido de ammonites de la superfamilia *perisphinctaceae* y al porcentaje inusualmente alto de bivalvos, la plataforma donde se desarrollaron dichas asociaciones, debió tener una profundidad entre 50 y 70 m.

Formación Taraises

Autor: Imlay, R.W., 1936.

Localidad tipo: La localidad tipo se encuentra en el Cañón Taraises, donde existe una buena exposición de las rocas de la unidad (Imlay, 1936); la cual se localiza en la parte occidental de la Sierra de Parras, 20 km al suroeste Parras, Coahuila (Córdoba, 1963; Clemons y McLeroy, 1961).

Descripción litológica: En un inicio, Imlay (1936) divide la Formación Taraises en dos miembros litológicos; el miembro inferior lo describe como calizas grises, resistentes a la erosión; sin embargo, el miembro superior se constituye de estratos delgados de caliza y calizas arcillosas, en superficie fresca presenta un color de gris claro a gris oscuro, gris-amarillento o crema; muy fosilífera.

Edad: En un inicio, Imlay (1936) consideró que debido a que la Formación Taraises se encuentra estratigráficamente por encima de rocas del Jurásico Superior, parte de las capas de la unidad, pudieran ser del Cretácico Temprano (Valanginiano-Hauteriviano).

Posteriormente, Enciso de la Vega (1968) con base en estudios micro y macropaleontológicos realizados por diferentes autores, sugiere que la edad de la unidad es del Jurásico Tardío (Tithoniano) al Hauteriviano; sin embargo, personal de PEMEX (1988) con base en los mismos criterios paleontológicos interpreta una edad de Berriasiano-Valanginiano, pudiendo alcanzar hasta el Hauteriviano en algunas localidades. Estudios posteriores (Tristán-González y TorresHernández, 1992, 1994; Montañez-Castro y Torres-Durán, 2002; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2004; Montañez-Castro, 2006; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2007; Romo-Ramírez *et al.*, 2008) concuerdan en que la edad de la Formación Taraises se encuentra dentro de este último rango (Berriasiano-Hauteriviano). Por otro lado, estudios bioestratigráficos detallados basados en fauna de amonites, asignan una edad de Berriasiano-Valanginiano tardío, Zona Verrucosum (Cantú-Chapa, 2001, 2009), edad que ha sido adoptada por Espinosa-Arámburu y Méndez-Montealvo (2001), Barbosa-Gudiño *et al.*, (2004), y Méneses-Garibay *et al.*, (2004). Dado el siguiente análisis, se llega a la conclusión que la unidad corresponde al Cretácico Temprano (Berriasiano-Hauteriviano), con base al contenido paleontológico y a la posición estratigráfica.

Contenido paleontológico: Se registra un contenido paleontológico compuesto esencialmente de macrofósiles del grupo de los amonites (Imlay, 1936, 1937, 1938, 1940; Gamper, 1977; Mitre-Salazar, 1989; Adatte *et al.*, 1991 ; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Chávez-Rangel, 2000; Romo-Ramírez *et al.*, 2008), belemnites (Imlay 1936; Córdoba 1963; Gamper, 1977; Anderson *et al.*, 1988; Chávez-Rangel, 2000), asociados a pelecípodos, gasterópodos (Imlay, 1936, 1938; Córdoba, 1963), equinodermos, y braquiópodos (Imlay, 1936, 1938; Córdoba, 1963; Lehmann *et al.*, 1998). Dentro del grupo más importante desde el punto de vista bioestratigráfico, se mencionan a los amonites de los géneros *Acanthodiscus* (Imlay, 1937, 1938, 1940; González-Ramos *et al.*, 1997), *Bochianites* (Imlay, 1938; Cantú-Chapa, 2001; González-Arreola y Barragán, 2007; Barragán y González-Arreola, 2009), *Ceratotuberculus*, *Maderia* (Imlay, 1938, González-Arreola y Barragán, 2007; Barragán y González-Arreola, 2009), *Distoloceras* (Imlay, 1937, 1938, 1940), *Karakaschiceras*, Taraisites (Cantú-Chapa, 2001; González-Arreola y Barragán, 2007; Barragán y González-Arreola, 2009), *Hemihoplites*, *Killianella*, *Thurmannites* (Imlay, 1940; Cantú-Chapa, 1963), *Leopoldia*, *Mexianoceras* (Imlay, 1937, 1938, 1940; Tardy *et al.*, 1976), *Olcostephanus* (Imlay 1936, 1937, 1938, 1940; PEMEX, 1988; Eguiluz, 1989; Padilla y Sánchez, 1978; Tardy *et al.*, 1976; González-Arreola y Barragán, 2007; Barragán y

GonzálezArreola, 2009), *Oosterella* (Imlay, 1938, Adatte *et al.*, 1991; González-Arreola y Barragán, 2007).

Barragán y González-Arreola, 2009), *Phylloceras* (Imlay, 1940; Adatte *et al.*, 1991 *Berriasella*, *Durangites*, *Neocosmoceras*, *Kosmattia*, *Proniceras*, *Protancyloceras*, *Pseudosubplanites*, *Hildoglochiceras* (*Salinites*), *Himalayites*, *Spiticeras* (*Kilianiceras*), *Subesteuroceras*, *Tirnovella*; (Adatte *et al.*, 1991), *Rodighierites* (Barragán y González-Arreola, 2009), *Bacullites*, *Rogersites*, *Saynoceras*, *Corongoceras*, *Delphinella*, *Dichotomites*, *Hoplitides*, *Neocomites*, *Valanginites* (Imlay, 1938, 2009). Asimismo, los microfósiles con importancia bioestratigráfica se mencionan a nanocónidos (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992; Lehmann *et al.*, 1998; Longoria *et al.*, 1998), calciesferúlidos (Barbosa-Gudiño *et al.*, 2004; Lehmann *et al.*, 1998), foraminíferos planctónicos (Barbosa-Gudiño *et al.*, 2004; Gutiérrez-Alejandro, 2008; Santana-Salas, 2008) y foraminíferos bentónicos (Lehmann *et al.*, 1998).

Distribución: Las rocas de la unidad tienen una amplia distribución en la Cuenca Mesozoica del Centro de México (PEMEX, 1988; Barbosa-Gudiño *et al.*, 1998; García-Ruiz, 2005) representadas en los estados de Nuevo León, San Luis Potosí y Zacatecas (Santamaría-Orozco *et al.*, 1990); siendo observada también en los estados de Coahuila (Vokes, 1963 en Eguiluz, 1989; Imlay, 1936; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008), Durango (Cantú-Chapa, 1963) y Tamaulipas (Gamper, 1977). Esta formación es característica de la porción media y oriental del Sector Transverso de la Sierra Madre Oriental (PEMEX, 1988; Barbosa-Gudiño *et al.*, 1998; Santiago-Carrasco *et al.*, 2000), así como de la Cuenca de Sabinas y de la Península de Tamaulipas (PEMEX, 1988). Particularmente el Lente San Juan se distribuye en el Cañón Cortinas, formando parte del borde este de la denominada Isla de Coahuila (Ocampo-Díaz *et al.*, 2008); en los flancos anticlinales de las sierras Pájaros Azules (González-Ramos *et al.*, 1997; Molina *et al.*, 2004), Gomas y Minas Viejas (González-Ramos *et al.*, 1997); mientras que el Miembro Arenoso Galeana, se distribuye en las cercanías de los poblados de Galeana (Ocampo-Díaz *et al.*, 2008), en Potrero Prieto, Potrero Rayones (Longoria *et al.*, 1998; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008); al sur de la Sierra Papagayos (Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2004); así como en las cercanías de Iturbide (Adatte *et al.*, 1991; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008); Laguna Sánchez (Ocampo-Díaz *et al.*, 2008); en la Sierra de La Silla y Sierra Cruillas (Zwanziger, 1978).

Espesor: Inicialmente, Imlay (1936) registró un espesor que varía de 143.3 a 148.4 m, posteriormente el mismo autor (Imlay, 1940) reporta 300.23 m. Estudios posteriores como el

realizado por Personal de PEMEX (1988), mencionan que el espesor de la unidad presenta gran variabilidad, reportándose medidas que varían de los 25 a 210 m.

Espesores registrados por otros estudios, ponen de manifiesto esa gran variabilidad en el espesor de la unidad, el cual depende de su localidad de afloramiento, por ejemplo, en el estado de Tamaulipas, en el Cañón de Peregrina, se registran 68 m (Gamper, 1977). Dentro del estado de Coahuila, en la región del Mimbres, Santamaría-Orozco *et al.*, (1990) registraron alrededor de 363 m y en Sierra de Pájaros Azules, *Molina et al.*, (2004) midieron de 150 a 300 m. En el estado de San Luis Potosí, en la porción norte Reyes-Reyes *et al.*, (1997), documentan que el espesor de la unidad oscila entre 10 a 50 m; mientras que en el área de Matehuala se registran 75 m (Moreira-Rivera *et al.*, 1997); este último espesor lo reportan Tristán-González y Torres-Hernández (1994) en la Sierra de Charcas. Por su parte, Barbosa-Gudiño *et al.*, (2004) registran un intervalo de 30 a 50 m de espesor dentro de la Sierra de Catorce. Por otro lado, en el estado de Nuevo León, en las cercanías del Cerro de la Silla, Longoria (1998) reporta un espesor de 75 a 147 m, López-Ramos (1972) de 250 a 440 m, en los pozos Cadena y Anhel; asimismo, Chávez-Cabello *et al.*, (2011), en el Cañón Santa Rosa, Linares, midieron un espesor de 310 m y Canizal-Sosa y García-Ruiz (2009) de 200 a 350 m en Iturbide y sus alrededores. En Zacatecas, estudios realizados por Montañez-Castro y Torres-Durán (2002) y García-Ruiz (2005) midieron 80 m, Chávez-Rangel y Hernández-Loredo (2002) y Ocedo-Paredes y Bustos-Gutiérrez (2003) 100 m; así como variaciones de 130 a 150 m al noreste del estado (Montañez-Castro y Torres-Durán, 2003), de 50 a 100 m, dentro de la Sierra Zuloaga y noreste de Zacatecas (Montañez-Castro y Bustos-Gutiérrez, 2002) y en zonas limítrofes con Durango (Chávez-Rangel, 2000). Finalmente, en el estado de Durango se reportan 200 m en las cercanías de San Pedro del Gallo (García-Padilla y Dromundo-Arias, 2005), 940 m en las cercanías de Sierras de Ramírez y del Chivo (Anderson *et al.*, 1988).

Relaciones estratigráficas: El contacto inferior de la unidad es concordante y transicional con la Formación La Casita (Enciso de la Vega, 1968; Gamper, 1977; Padilla y Sánchez, 1978; PEMEX, 1988; Villaseñor-Martínez y González-Arreola, 1988; Cantú-Chapa, 2001; Herrera-Monreal *et al.*, 2003; Molina *et al.*, 2004; García-Padilla y Dromundo-Arias, 2005; Montañez-Castro, 2006; Olivares-Ramos, 2006; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2007; Romo-Ramírez *et al.*, 2008; Santana-Salas, 2008; Gutiérrez-Alejandro, 2008; Chávez-Cabello *et al.*, 2011), con la Formación La Caja (Imlay 1936; Córdoba, 1963; Tardy, 1972; PEMEX, 1988; Huízar-Álvarez y Oropeza-Orozco, 1989; Santamaría-Orozco *et al.*, 1990;

Adatte *et al.*, 1991; Tristán-González y Torres-Hernández, 1992, 1994; Flores-Aguillón *et al.*, 1997; Moreira-Rivera *et al.*, 1997; Barbosa-Gudiño *et al.*, 1998; Reyes-Reyes *et al.*, 1997, 1999; Chávez-Rangel, 2000; Santiago-Carrasco *et al.*, 2000; Monsiváis-Gámez y Araujo-Palomo, 2001.

Soto-Araiza *et al.*, 2001; Chávez-Rangel y Hernández-Loredo, 2002; Montañez-Castro y Bustos-Gutiérrez, 2002; Montañez-Castro y Torres-Durán, 2002; Montañez-Castro y Torres-Durán, 2003; Ocedo-Paredes y Bustos-Gutiérrez, 2003; Velasco-Segura *et al.*, 2004; Ángeles-Villeda, 2004; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2004; García-Ruiz, 2005; Hernández-Loredo, 2005; Montañez-Castro, 2006; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008; Canizal-Sosa y García-Ruiz, 2009), con la Formación Pimienta (González-Ramos *et al.*, 1997; Santiago-Carrasco *et al.*, 2000; Soto-Araiza y López-Ojeda, 2000; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2003) y con la Carbonera (Imlay, 1940; Santiago-Carrasco *et al.*, 2000). El contacto superior es transicional y concordante con la Formación Cupido (Mayee Pérez, 1967; Enciso de la Vega, 1968; Guzmán, 1973; Padilla y Sánchez, 1978; Zwanziger, 1978; PEMEX, 1988; Quintero-Legorreta, 1985; Huízar-Álvarez y Oropeza-Orozco, 1989; Mitre-Salazar, 1989; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Flores-Aguillón *et al.*, 1997; González-Ramos *et al.*, 1997; Reyes-Reyes *et al.*, 1997, 1999; Chávez-Rangel, 2000; Soto-Araiza y López-Ojeda, 2000; Pérez-De La Cruz *et al.*, 2000; Espinosa-Arámburu y Méndez-Montealvo, 2001 ; Monsiváis-Gámez y Araujo-Palomo, 2001 ; Soto-Araiza *et al.*, 2001 ; Chávez-Rangel y Hernández-Loredo, 2002; Montañez-Castro y Bustos-Gutiérrez, 2002; Montañez-Castro y Torres-Durán, 2002, 2003; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2003; Herrera-Monreal *et al.*, 2003; Ocedo-Paredes y Bustos-Gutiérrez, 2003; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez; 2004; Méneses-Garibay *et al.*, 2004; Molina *et al.*, 2004; García-Padilla y Dromundo-Arias, 2005; García-Ruiz, 2005; Hernández-Loredo, 2005; Montañez-Castro, 2006; Olivares-Ramos, 2006; Guzzi-Arredondo *et al.*, 2007; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008) y con la Formación Tamaulipas Inferior (Gamper, 1977; Zwanziger, 1978; PEMEX, 1988; Santamaría-Orozco *et al.*, 1990; Tristán-González y Torres-Hernández, 1992; Barbosa-Gudiño *et al.*, 1998, 2004; Olivares-Ramos, 2006; Escalante-Martínez, Rodríguez-Rodríguez, 2007; Romo-Ramírez *et al.*, 2008; Canizal-Sosa y García-Ruiz, 2009; Chávez-Cabello *et al.*, 2011); sin embargo, Canizal-Sosa y García-Ruiz (2009) comentan que la falla lateral izquierda San Isidro, yuxtapone a las rocas de la Formación Tamaulipas Inferior con las de la Taraises; lo mismo plantea Chávez-Cabello *et al.*, (2011) referente a una falla inversa, observada en el flanco frontal del Anticlinal de Guadalupe, en la región de Linares,

Nuevo León. Mientras que en otras áreas este contacto se ha observado de forma discordante bajo las formaciones La Peña (Armenta-Román y Ríos-Vásquez, 2004), y Las Vigas (Eguiluz, 2008) y Padilla (Zwanziger, 1978). Por otro lado, se le ha documentado que se encuentra cabalgando a las areniscas de la Formación Caracol al norte del arroyo Comanja, Zacatecas.

(Montañez-Castro y Bustos-Gutiérrez, 2002) y en la Sierra El Mascarón; mientras en esta misma sierra, por el puerto de Mazapil se encuentra cabalgada por las calizas jurásicas de la Zuloaga; (Montañez-Castro y Torres-Durán, 2003). Finalmente, la unidad se encuentra en contacto tectónico con las formaciones San Felipe, Méndez (Padilla y Sánchez, 1978), Tamaulipas Superior (Barbosa-Gudiño *et al.*, 2004) y Nazas (Chávez-Rangel y Hernández-Loredo, 2002), Cuesta del Cura (Montañez-Castro y Bustos-Gutiérrez, 2002; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2003).

Correlación: En México, la unidad ha sido correlacionada con las formaciones Fresnillo, Santuario (Santamaría-Orozco *et al.*, 1990; Reyes-Reyes *et al.*, 1999; Montañez-Castro y Bustos-Gutiérrez, 2002; Ocedo-Paredes y Bustos-Gutiérrez, 2003; García-Ruiz, 2005), Las Vigas (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992; Flores-Aguillón *et al.*, 1997; Reyes-Reyes *et al.*, 1997; Barbosa-Gudiño *et al.*, 1998; Santiago-Carrasco *et al.*, 2000; Soto-Araiza y López-Ojeda, 2000; Monsiváis-Gámez y Araujo-Palomo, 2001; Soto-Araiza *et al.*, 2001; Méneses-Garibay *et al.*, 2004; García-Ruiz, 2005; Romo-Ramírez *et al.*, 2008; Canizal-Sosa y García-Ruiz, 2009), Mezcalera (García-Padilla y Dromundo-Arias, 2005), Barril Viejo (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992), específicamente con el miembro superior de dicha unidad (Imlay 1940; González-Ramos *et al.*, 1997; Barbosa-Gudiño *et al.*, 1998; Soto-Araiza y López-Ojeda, 2000; Sánchez-Bermeo *et al.*, 2001; Soto-Araiza *et al.*, 2001; Molina *et al.*, 2004; García-Ruiz, 2005). Por otro lado, es correlacionable con las formaciones San Marcos (Chávez-Rangel, 2000; Escalante-Chávez-Rangel y Hernández-Loredo, 2002; Montañez-Castro y Torres-Durán, 2002; Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2003; Herrera-Monreal *et al.*, 2003; Montañez-Castro y Torres-Durán, 2003; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2004; Méneses-Garibay *et al.*, 2004; Montañez-Castro, 2006; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2007; Romo-Ramírez *et al.*, 2008; Canizal-Sosa y García-Ruiz, 2009), Navarrete (Méneses-Garibay *et al.*, 2004; Romo-Ramírez *et al.*, 2008; Canizal-Sosa y García-Ruiz, 2009), Valdecañas (Espinosa-Arámburu y Méndez-Montealvo, 2001; Montañez-Castro y Bustos-Gutiérrez, 2002; Lemus *et al.*, 2009; Peral-Carranza *et al.*, 2009), Colorada (Molina *et al.*, 2004), y Menchaca (González-Ramos *et al.*, 1997; Barbosa-

Gudiño *et al.*, 1998; Chávez-Rangel, 2000; Pérez-de la Cruz *et al.*, 2000; Montañez-Castro y Torres-Durán, 2002; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2003; Montañez-Castro y Torres-Durán, 2003; Herrera-Monreal *et al.*, 2003; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2004; Molina *et al.*, 2004; Montañez-Castro, 2006; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2007; Romo-Ramírez *et al.*, 2008; Canizal-Sosa y García-Ruiz, 2009).

Asimismo, se ha correlacionado con alguna porción de otras unidades estratigráficas, por ejemplo, con la parte basal de las formaciones Tamaulipas Inferior y Guaxcamá (Santamaría-Orozco *et al.*, 1990; Ocedo-Paredes y Bustos-Gutiérrez, 2003), Xonamanca (GYMSA, 1988 en Méneses-Garibay *et al.*, 2004), con el miembro superior de la Formación Pimienta (Santamaría-Orozco *et al.*, 1990), con la parte inferior de las formaciones Hosston (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992; Reyes-Reyes *et al.*, 1997; Flores-Aguillón *et al.*, 1997; Santiago-Carrasco *et al.*, 2000; Monsiváis-Gámez y Araujo-Palomo, 2001; Soto-Araiza *et al.*, 2001; Méneses-Garibay *et al.*, 2004; García-Padilla y Dromundo-Arias, 2005) y con La Mula (Pérez-de la Cruz *et al.*, 2000). En el territorio de los Estados Unidos de América, la unidad es correlacionable con la Formación Durango del sur de Texas y del noroeste de ese país (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992; Monsiváis-Gámez y Araujo-Palomo, 2001) y con la Formación Houston del sur de Texas (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992; Chávez-Rangel y Hernández-Loredo, 2002; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2003; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2004; Montañez-Castro, 2006; Escalante-Martínez y Rodríguez-Rodríguez, 2007).

Ambiente de depósito: Las interpretaciones sobre el ambiente de depósito en que se originó la formación va desde plataforma externa, con una profundidad moderada (PEMEX, 1988; Barbosa-Gudiño *et al.*, 2004; Adatte *et al.*, 1991), plataforma abierta en forma de rampa (Eguiluz (1989), y plataforma somera cercana a la línea de costa, de acuerdo a sus características litológicas, manifestando profundizaciones en su sedimentación (Angeles-Villeda, 2004; Molina *et al.*, 2004; Romo-Ramírez *et al.*, 2008; Canizal-Sosa y García-Ruiz, 2009); asimismo, ha sido relacionado con facies de la zona batial (Imlay, 1938) y facies pelágicas (Martínez-Reyes, 1989). Por otro lado, Flores-Aguillón *et al.*, (1997), Moreira-Rivera *et al.*, (1997), Reyes-Reyes *et al.* (1997, 1999) y Santiago-Carrasco *et al.*, (2000) consideran que la formación se depositó en una cuenca profunda, rodeado de un ambiente reductor y depositación singenética de pirita. Por su parte, Santana-Salas (2008) concuerda con una interpretación de ambiente de cuenca de agua profunda, en condiciones tranquilas con base en las características texturales y paleontológicas. De manera particular, el

miembro de la unidad, Lente de San Juan, ha sido interpretado como depósito de cuenca que cambian lateralmente a facies de margen arrecifal (Humphrey y Díaz, 1956 en Ocampo-Díaz *et al.*, 2008), mientras que el Miembro Arenoso Galeana es interpretado como parte de un depósito sublitoral y un complejo deltaico (Humphrey y Díaz, 1956 en Ocampo-Díaz *et al.*, 2008; Michalzik, 1988 en Ocampo-Díaz *et al.*, 2008).

Formación Tamaulipas Inferior

Autor: Stephenson, L. W., 1922.

Localidad tipo: No establecida. Comentarios adicionales: Al momento de proponer la división tripartita de la Caliza Tamaulipas, Muir (1936) únicamente propone localidad tipo para la Tamaulipas Superior.

Descripción Litológica: Inicialmente Muir (1936) describe la litología de la Formación Tamaulipas Inferior, como una serie de calizas cristalina con tonalidades blanco a gris claro y en ocasiones amarillosa, usualmente sin pedernal, aunque en algunas localidades puede presentarse rastros de pedernal blanco.

Edad: Longoria (1975) determina una edad de Hauteriviano-Aptiano superior por la presencia de *Caucasella hauterivica* (Subbotina) y *Globigerinelloides ferreolensis*. Por su parte Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente (1989), asignan un alcance estratigráfico más amplio, desde el Berriasiano al Aptiano con base en la microfauna reconocida. Particularmente para la Sierra de Catorce, Barboza-Gudiño *et al.*, (2004), establecen una edad comprendida en el Hauteriviano-Barremiano con base en su posición estratigráfica, y en el contenido de microfósiles planctónicos, belemnites y amonites, así como por la ausencia de calpionélidos del Valanginiano, presentes en la Formación Taraises que la subyace. En este análisis, se considera una edad de Berriasiano-Aptiano.

Contenido paleontológico: Es una unidad con alto contenido fosilífero, dentro del cual destacan microfósiles planctónicos, escasos belemnites y pequeños ammonites (Barboza Gudiño *et al.*, 2004). Dentro de los microfósiles se encuentran *Caucasella hauterivica*, *Globigerinelloides ferroalensis* (Longoria, 1975; PEMEX, 1988; Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989), *Calpionella alpina*, *C. eliptica*, *Tintinopsella cadischiana*, *Calpionellites daday*, *Remaniella cadischiana*, *Hedbergella delrioensis*, *H. planispira*, *H. semielongata* y *Leopoldina sp.* (Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989). Otro grupo muy bien representado son los cefalópodos, principalmente ammonites como *Heteroceras americanus*, *Australiceras jacki*, *Acanthodiscus octagunus* (PEMEX, 1988),

Subthurmania mazatepensis, *Spiticerus*, *Berriasella* (Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989), *Olcostephanus* sp., *Distoloceras* sp. (Eguiluz, 2011), *Psilotissotia* sp., *Pseudohaploceras* sp., *Melchiorites* sp., *Valdedorsella* sp. y *Crioceratites* (Paracrioceratites) sp. (Jiménez Hernández y Mendoza-Torres, 2008-2009).

Distribución: Esta unidad se distribuye ampliamente en la porción sur de la Península de Tamaulipas, y en el frente oriental y sector transversal de la Sierra Madre Oriental; así como en el norte y noreste de la Cuenca de la Mesa Central (PEMEX, 1988). Se encuentra aflorado en el estado de Puebla, principalmente al sureste de Zacatlán, Tetela de Ocampo, y suroeste de Zacapoaxtla; mientras que en Veracruz se ha reconocido en el área de San Pedro Tlacolula y al sureste de Perote (Aguilar-Rodríguez, 1984). Asimismo, aflora en el área de Zimapán y Ascensión dentro del estado de Hidalgo, Matehuala y Río Grande en San Luis Potosí (Aguilar-Rodríguez *op cit.*). En el subsuelo personal de PEMEX (1988), señalan que manifiesta una distribución regional en gran parte de las Cuencas Tampico-Misantla, Burgos y de Veracruz; así como al noreste de la Cuenca de Zongolica.

Espesor: De manera general personal de PEMEX (1988) reportan un espesor de entre 300 a 500 m. Localmente se establecen espesores variados, dependiendo de la localidad, reportándose 214 m en el valle del Huizachal, 288 m y 420 m en los cañones de Peregrina y La Boca, respectivamente (Carrillo-Bravo, 1961); 350 m en la porción central de la Cuenca del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1958 en Aguilar-Rodríguez, 1984), y 200 m en la Sierra de Catorce (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). El mayor espesor registrado es de 650 m (Romo-Ramírez *et al.*, 2008). En subsuelo Aguilar-Rodríguez (1984) menciona que hacia la Planicie Costera del Golfo, los espesores son variables de 29 a 700 m para esta unidad.

Relaciones estratigráficas: Sobreyace concordantemente a la Formación Pimienta, La Casita (PEMEX, 1988; Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989), San Pedro, Tepexiliotla y Taraises (PEMEX, 1988). Subyace en contacto transicional con las formaciones La Peña (al norte de México), Horizonte Otates (Longoria, 1975; PEMEX, 1988), Tamaulipas Superior y Orizaba (PEMEX, 1988; Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989). Además, se encuentra en contacto por falla con las formaciones Agua Nueva y Huayacocotla (Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989).

Correlación: Se correlaciona en tiempo con la parte inferior de la Formación La Peña (Longoria, 1975); asimismo, se ha correlacionado con las formaciones San Lucas e Ixcatepec de la Cuenca de Michoacán, Nexapa, Atzompa, Acuitlapan y Acahuizotla de la Cuenca de Guerrero- Morelos (Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989).

Ambiente de depósito: De acuerdo con Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente (1989) estas rocas se depositaron en un medio marino de aguas someras, cálidas de libre circulación, en un clima templado y litorales retirados que no permitían la predominancia de sedimentos terrígenos.

Por su parte, Barboza Gudiño *et al.*, (2004) interpretan que se depositó en un ambiente pelágico de cuenca con moderada profundidad y aguas tranquilas, aunque bien oxigenadas; mientras que Echanove-Echanove (1988), considera que la presencia de carbonatos finos indica un ambiente de mar abierto con subsidencia lenta y continua. Comentarios adicionales: Echanove-Echanove (1988), señala que en el periodo en el que se depositó la Formación Tamaulipas Inferior y otras unidades correlacionables como la Formación Cupido, hubo extensos periodos de relativa estabilidad, cuyo modelo sedimentario permite la distinción de tres de las facies del patrón sedimentario que son: 1) plataforma, 2) complejo arrecifal y 3) mar abierto.

1.4 Estratigrafía local

Real de Catorce

El área de estudio de Real de Catorce presenta afloramientos del Jurásico en las cercanías de las localidades Potrero del Llano y Potrero de Catorce como se muestra en la (Figura 7) en donde se realizó un muestreo paleontológico, un estudio mediante secciones medidas, así como un estudio petrográfico mediante láminas delgadas, en muestras de arenitas y algunas estructuras sedimentarias secundarias que se muestran en la (Figuras 8 y 9). Este último con el fin de apoyar las observaciones en campo del contacto superior de la formación La Caja.

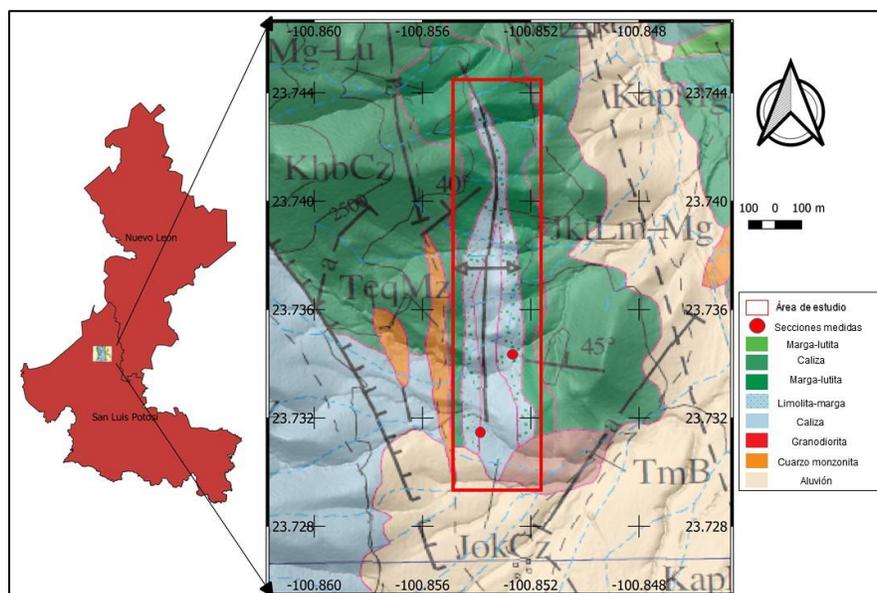


Figura 7.-Mapa geológico-topológico del área de estudio Real de Catorce, San Luis Potosí, tomado de SGM carta F14 A24 (<https://www.gob.mx/sgm>.)

El Jurásico Superior marino en la Sierra de Catorce está representado por una secuencia de calizas de más de 200 m de espesor de la Formación Zuloaga, sobreyacidas por 30 a 50 m de limolitas en parte bituminosas y margas de la Formación La Caja del Kimmeridgiano-Tithoniano (SGM 1999).

La Sierra de Catorce puede ser descrita estructuralmente como un levantamiento tipo pilar tectónico orientado N-S con las fosas o depresiones de Wadley al oeste y Matehuala al este, siendo la margen occidental una marcada zona de falla regional de orientación N-S con un desplazamiento vertical posiblemente de más de 600 m, mientras que la margen oriental se caracteriza por algunas sierras menores como El Cerro del Fraile, que es la expresión morfológica de una zona de intrusiones ígneas y cuerpos de tactitas, así como las sierras de El Güero y La Biznaga, que son estructuras plegadas de rocas sedimentarias cretácicas, siendo más claro un fallamiento normal N-S en la margen oriental de Cerro del Fraile, con desplazamiento vertical de más de 500 m (SGM 1999).

La estructura interna de la Sierra de Catorce está constituida por plegamientos laramídicos de orientación N-S y NNE-SSW con vergencia hacia el E, pudiendo llegar a formar, principalmente hacia el extremo sureste de la sierra, pliegues recumbentes y recostados. Dichas estructuras plegadas se han desarrollado principalmente en las rocas sedimentarias del Jurásico Superior y del Cretácico.

Los principales yacimientos minerales del área se tienen en los distritos mineros de La Paz, en el extremo noreste de la hoja, Catorce, en la parte norte de la misma, Wadley en la parte central del frente occidental de la Sierra de Catorce y Maroma en el extremo sur de la hoja (SGM 1999).

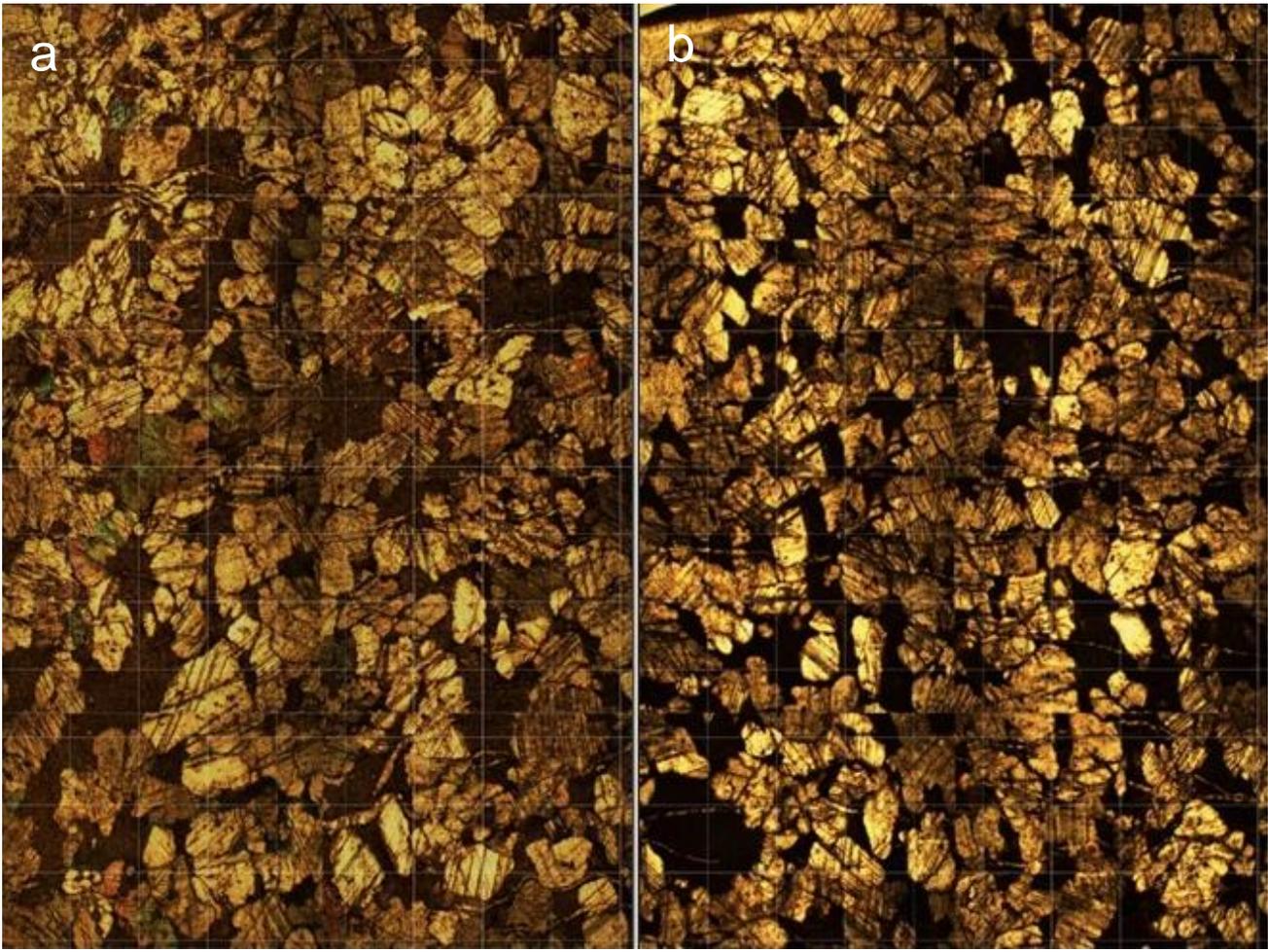


Figura 8.- Lámina RCY-01, 8b. Lámina RCY-01-2

Descripción figura 8: Muestra de arenita que presenta una roca con componentes esencialmente de calcita, en una masa básica calcáreo-arcillosa fina, en la que se observan también muy pequeños fragmentos opacos. Los fragmentos de calcita son del tamaño de arena gruesa a muy gruesa y se observan bien cristalizados, con formas subredondeadas a nodulares, posteriores efectos de posible disolución por presión en sus contornos, sin embargo, se puede interpretar una recristalización previa. Su contraste con la masa básica es bien marcado y ésta presenta características de una pseudomatriz, sin el desarrollo de ningún tipo de cemento, pero con indicios de flujo entre intersticios o poros y únicamente con la presencia de vetillas de calcita delgadas, de menos de 1 mm irregulares pero manteniendo una dirección preferencial y cortando tanto a matriz o pseudomatriz como a los granos o fragmentos de calcita, lo que indica su desarrollo posterior a la consolidación de la roca en su conjunto.

Esta Roca se puede considerar producto de la disolución por presión y recristalización en una capa o banco de caliza, ubicado hacia la parte superior, prácticamente en el tope de la Formación La Caja y cercana a la base de la Formación Taraises, una disolución por presión, con una granulometría gruesa, que va de 1 a 0.5 mm. Presenta una selección moderada, además tiene una madurez textural propia de una roca submadura submaduro, con clastos subredondeados. Presenta una esfericidad subdiscoidal a subredondeado.

Descripción figura 9: Estructura con características similares a los que presentan las grietas de sinéresis, las cuales son marcas formadas de forma subacuática en las superficies del lecho que superficialmente se asemejan a las grietas de barro; sin embargo, son discontinuos y varían en forma, desde poligonales hasta fusiformes o sinuosos (Plummer y Gostin, 1981). Comúnmente se encuentran en lutitas delgadas intercaladas con areniscas como características de relieve positivo en la base de las areniscas o características de relieve negativo en la parte superior de las lutitas. Las grietas de sinéresis son grietas subacuáticas de contracción que se forman en sedimentos arcillosos por la pérdida de agua de los poros de arcillas que se han floculado rápidamente o que han sufrido una contracción de las redes minerales de arcilla expansiva debido a cambios en la salinidad del agua circundante (Burst, 1965), el posible mineral de recristalización presente en las grietas estudiadas es el yeso, el cual tiene la fórmula $SO_4Ca \cdot 2H_2O$, presenta un sistema de cristalización monoclinico, una dureza de 2, presenta un exfoliación en tres direcciones, un brillo vítreo, también perlado o sedoso. Incoloro, blanco, gris, diversas tonalidades de amarillento, rojizo, castaño. Presenta una composición de óxido de calcio, óxido de azufre y agua (Hurlbut 1981).

Figura 9a. Recristalización de ámbito simple monoclinico de yeso con forma tubular, 9b. Recristalización monoclinico de yeso con forma de diamante con aristas biseladas, 9c. Vista que muestra las diferentes direcciones de la recristalización, 9d. Vista general de las grietas de sinéresis, 9e. Acercamiento lateral a una de las grietas recristalizadas, 9f. Acercamiento lateral a las zonas aledañas a las grietas.

Lámina 1

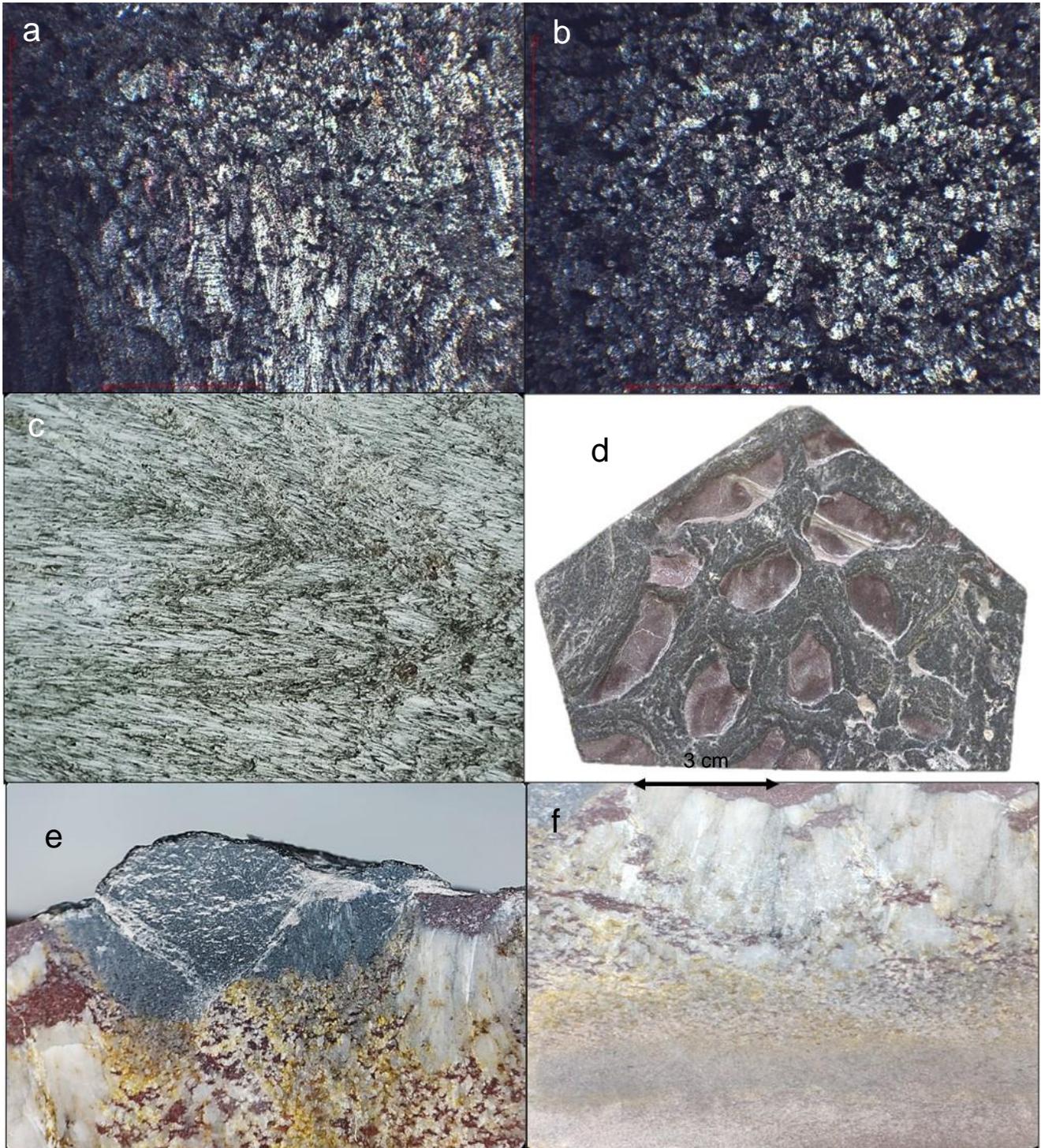


Figura 9.-Lámina RC-20b. Fotografías a y b tomadas con microscopio Leica DMLP con luz polarizada, con objetivo 4x/0.10. Fotografías (c, e y f) tomada con microscopio Leica EZ4 con luz transmitida y aumento 35, Fotografía d tomada con cámara Cannon EOS Rebel T7.

Tapona Moreña

El área de estudio de Tapona Moreña (Figura 10) presenta afloramientos del Jurásico en las cercanías de la localidad que lleva el mismo nombre, en donde se realizó un muestreo paleontológico, un estudio mediante secciones medidas, así como un estudio petrográfico mediante láminas delgadas.

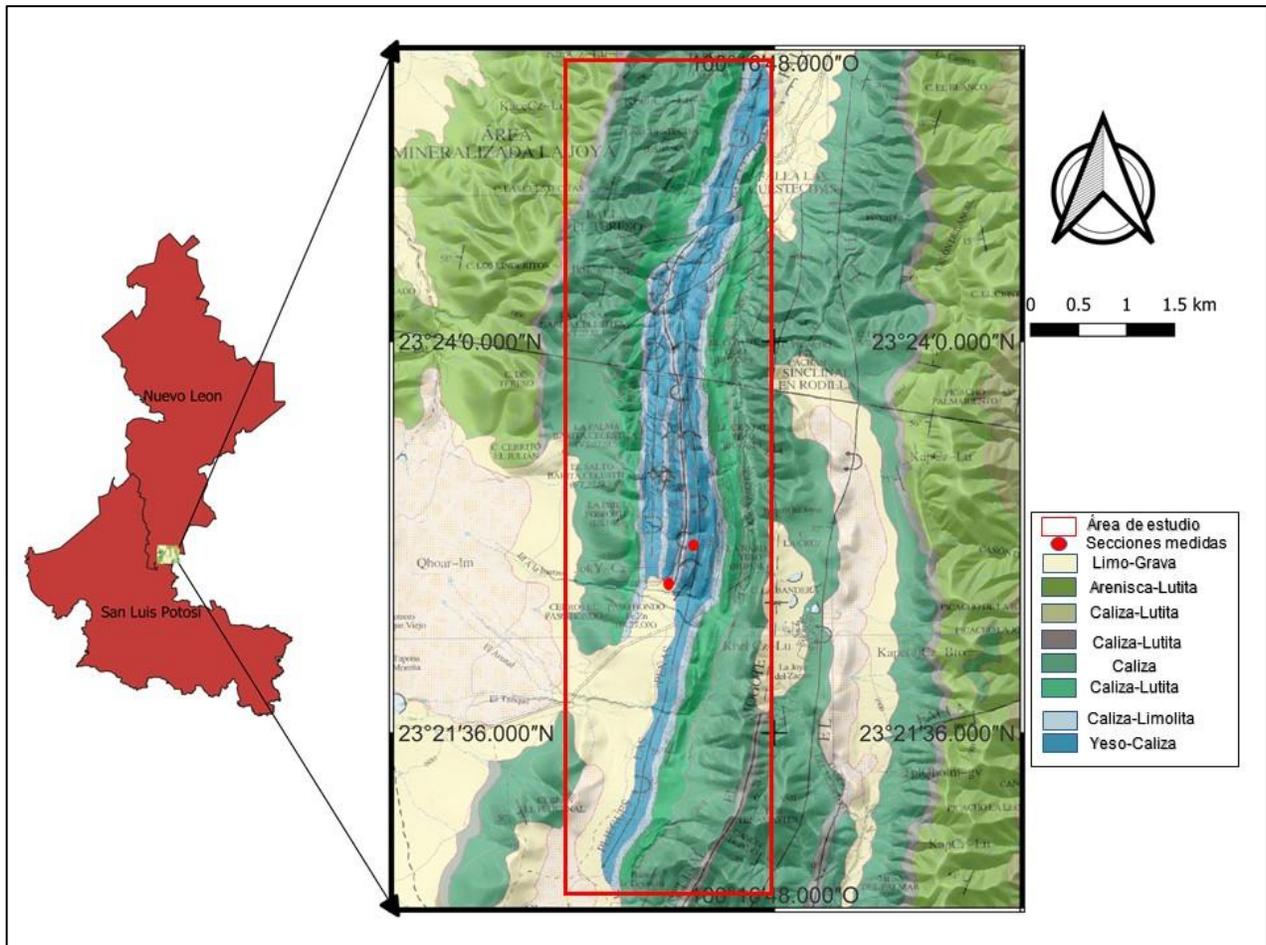


Figura 10.- Mapa geológico-topológico del área de estudio Tapona Moreña, Nuevo León tomado de SGM carta F14 A36 (<https://www.gob.mx/sgm>.)

La estratigrafía está integrada por rocas sedimentarias cuyas edades varían del Jurásico Superior al reciente. La más antigua está representada por una secuencia que consiste en yeso amorfo en la parte media-superior y caliza en su cima, de edad Oxfordiano-Kimmeridgiano de la Formación Minas Viejas. Aflora en el sector centro-occidental de la carta y conforma el núcleo del sistema de pliegues Las Peñas, su contacto inferior no aflora, le sobre yace concordantemente y abruptamente un paquete de sedimentos terrígenos con intercalaciones de capas delgadas de caliza arcillosa, con presencia de concreciones calcáreas en las que se llega a encontrar amonitas, de la Formación La Caja; la edad considerada en estudios anteriores es del Kimmeridgiano-Tithoniano, unidad que aflora en el sector centro-occidente de la carta, en forma de franjas delgadas.

Transicionalmente y concordante a la Formación La Casita, le sobreyace, una alternancia de capas delgadas a medianas de caliza margosa y delgados horizontes de lutita de la Formación Taraises del Berriasiano-Hauteriviano (SGM 2016).

Estructuralmente, la región de la carta estuvo sometida a por lo menos dos etapas de deformación, la primera corresponde a esfuerzos compresivos que se atribuyen a la orogenia Laramide. Los cuales ocasionaron estructuras del dominio dúctil-frágil como son los anticlinales Las Yervas, El Yerbanís, El Tepetatillo, Guadalupe, La Cruz, los sinclinales La Taberna, Mesa Prieta, Piletas y de Panales, los sistemas de pliegues Las Peñas y San Juan, así como la cabalgadura El Sangarro. La segunda deformación de tipo extensional, representada por fallas de tipo normal con rumbo NE-SW y algunas NW-SE, en algunos de los casos con componente lateral, entre las que se puede mencionar son las fallas El Tizu, La Leona y Las Peñas entre otras. La deformación dúctil se manifiesta en las capas evaporíticas de la Formación Olvido (SGM 2016).

Se realizó un análisis básico estructural en la localidad de Tapona Moreña, tomando el rumbo y dirección de los estratos en varios puntos para poder generar una sección de elevación (Figura 11) y poder inferir de forma general la posición y el comportamiento de los diferentes estratos.

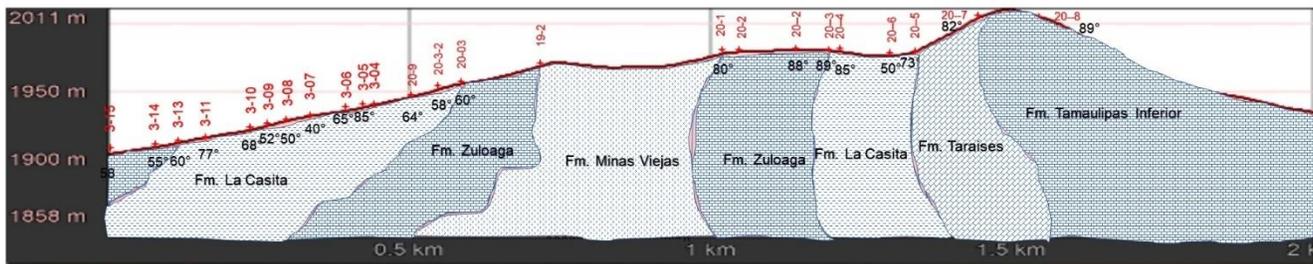


Figura 11.- Sección de elevación, con datos estructurales y estratigráficos en la zona de estudio de Tapona Moreña, Nuevo León.

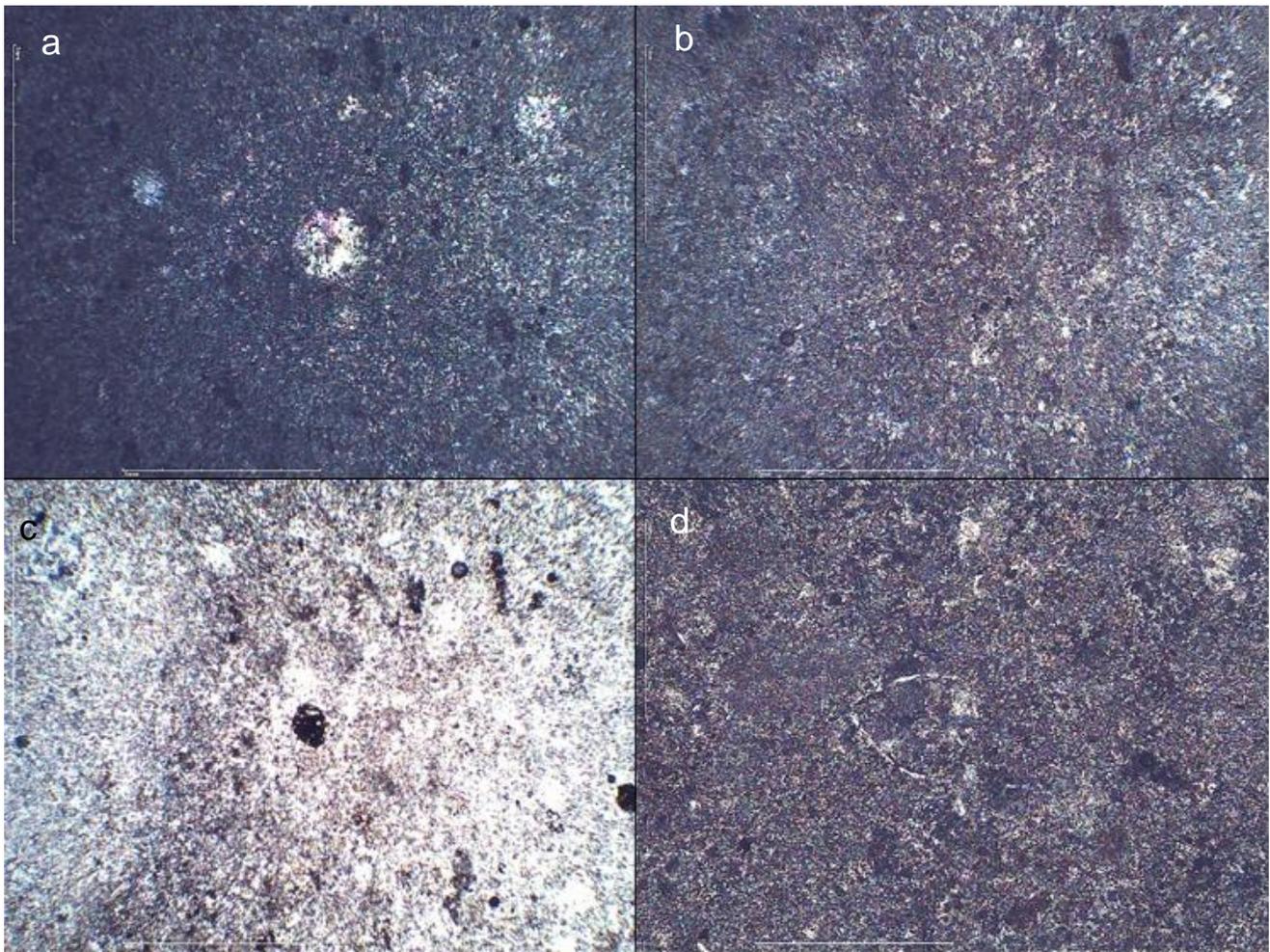


Figura 12.- Lámina OFGR-U35-1

12a. Calciesfera rellena con recristalización de calcita, 12b. Materia vegetal en descomposición, 12c. Materia vegetal en descomposición, 12d. Al centro de la lámina se encuentra un braquiópodo en vista lateral relleno de sedimento micrítico.

Lámina delgada con masa básica micrita 97.5% y componentes 2.5%.

Según la clasificación de Folk la lámina presenta un lodo calcáreo (matriz), presenta un porcentaje de componentes mayor a 1% pero menor del 10%, por lo tanto, se trata de una Micrita con biógenos.

Según Dunham presenta un porcentaje menor del 10% de componentes todos menores 2mm con masa básica micrita y una fábrica Mud Supported, por lo tanto, se trata de un Mudstone.

Descripción: La Lámina se puede dividir en dos partes, cuyo limite está bien marcado, pero tiene forma irregular y bajo el microscopio solo se aprecia como una mancha de coloración más oscura y la otra parte de coloración más clara.

Sin embargo, la parte oscura presenta mayor cantidad de calciesferas de mayor tamaño y algunos fragmentos de conchas o posibles fragmentos de espinas de equinodermos con lo que se puede describir como una biomicrita ya que la masa básica es micrita a microesporítica. En la parte clara de la lámina la masa básica que predomina es micrita, mostrando formas de aparentes pellets deformados a disgregados, lo que ocurre solo muy esporádicamente en fragmentos bioclásticos pequeños y pequeñas calciesferas, así como diminutos ($>0.1\text{mm}$) clastos angulosos con lo que la roca puede ser descrita como una micrita con escasos biógenos.

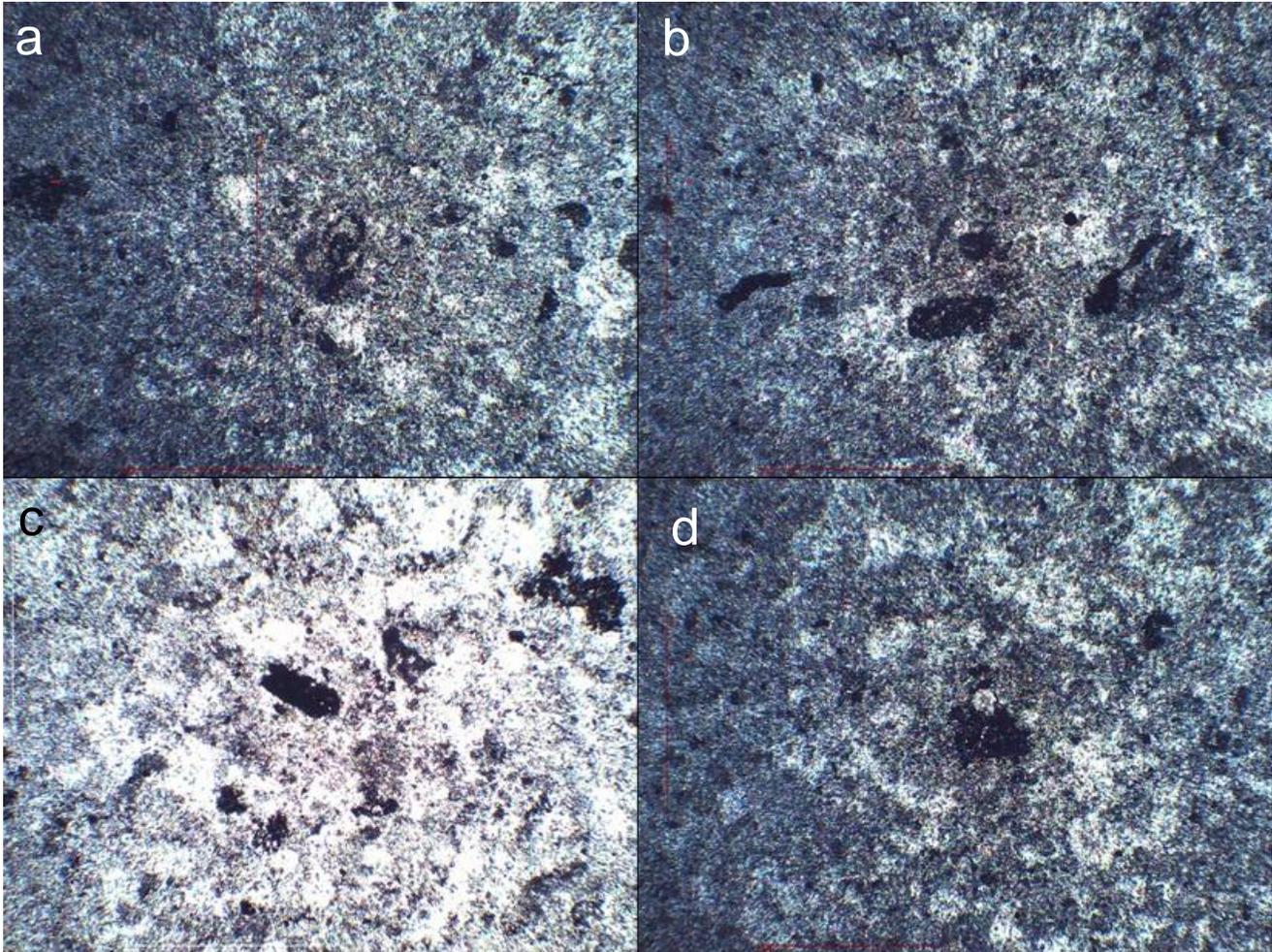


Figura 13.- Lámina OFGR-U35-2.

13a. Materia vegetal en descomposición, 13b. Materia vegetal en descomposición, 13c. Materia vegetal en descomposición, 13d. Materia vegetal en descomposición.

Lámina delgada con masa básica micrita 97.5% y componentes 2.5%.

Según Folk, presenta un lodo calcáreo (matriz), un porcentaje de componentes mayor a 1% pero menor del 10%, por lo tanto, se trata de una biopelmicrita.

Según Dunham presenta un porcentaje menor del 10% de componentes todos menores 2mm con masa básica micrita y una fábrica Mud Supported, por lo tanto, se trata de un wackstone. Descripción: Muestra con calciesferas en una proporción no mayor al 15% y algunos peloides de forma redondeada con esfericidad regular. Estos componentes aloquimicos se encuentran en una pseudomatriz micritica a microesparitica aparentemente formada por un mayor número de fragmentos peloides disgregados, así como algunas partes de cemento esparitico.

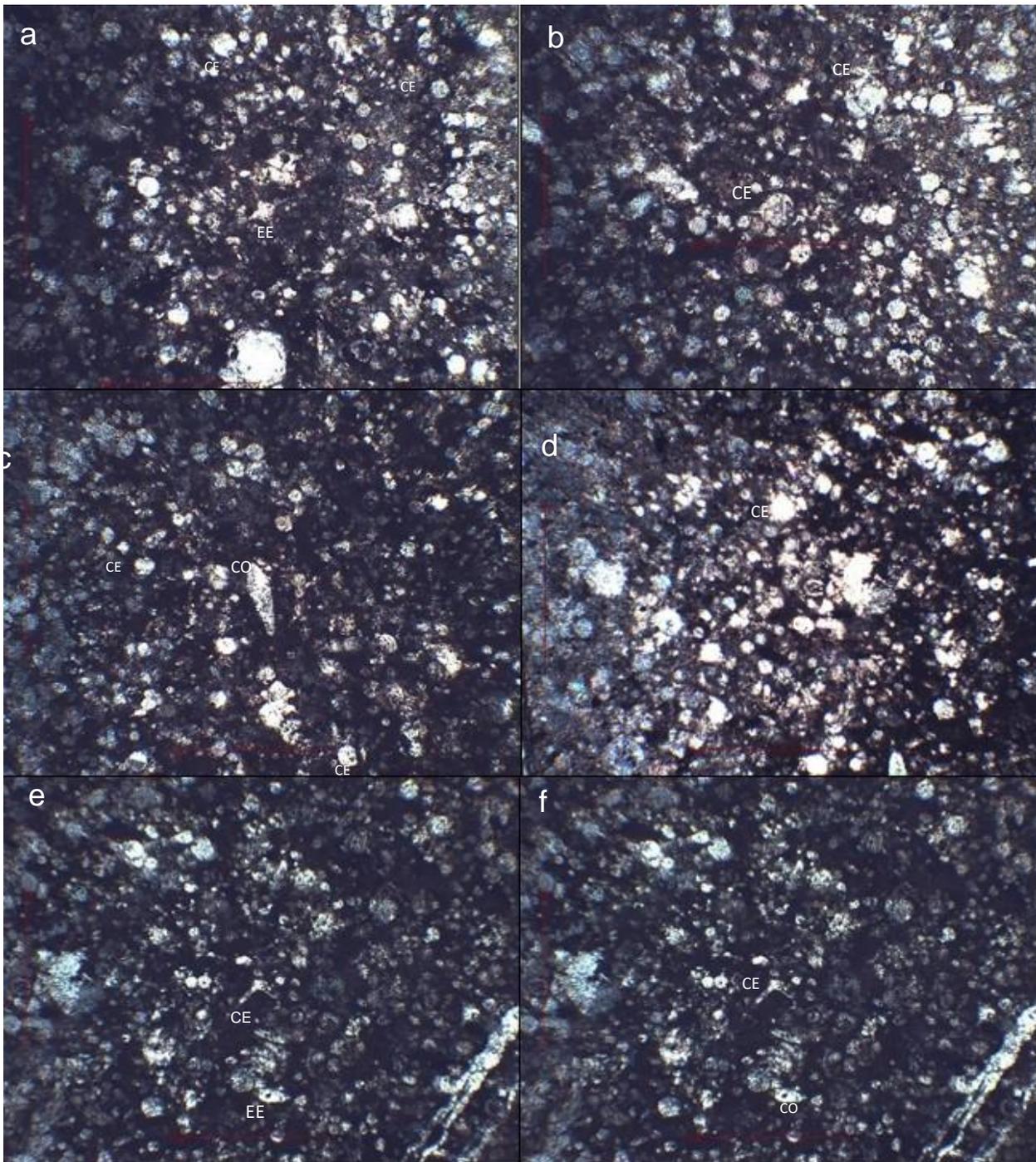


Figura 14.-Lámina OFGR-U37

14a. (CE) Calciesfera pelágica, (EE) espícula de esponja clasificada según el número de ejes como espícula tetraxon, 14b. Calciesfera pelágica, 14c. Calciesfera pelágica, (CO) cortoides, 14d. Calciesfera pelágica, (CA) calpionélido, 14e. Calciesfera pelágica, espícula triaxon, 14f. Calciesfera, radiosfera caracterizada por una pared de estructura radial. Lámina delgada con masa básica micrita 65% y componentes 35%. Según Folk presenta un lodo calcáreo (matriz), un porcentaje de componentes mayor a 10% pero menor del 50%, por lo tanto, se trata de una Biomicrita poco empaquetada, (Biomicrita).

Según Dunham presenta un porcentaje mayor del 10% de componentes todos menores 2mm con masa básica micrita y una fábrica Mud Supported, por lo tanto, se trata de un Wackstone.

Descripción: Roca con numerosas calciesferas, muy escasas estructuras de ooides, fragmentos de briozoarios y pequeños fragmentos de equinodermos, roca biomicrita.

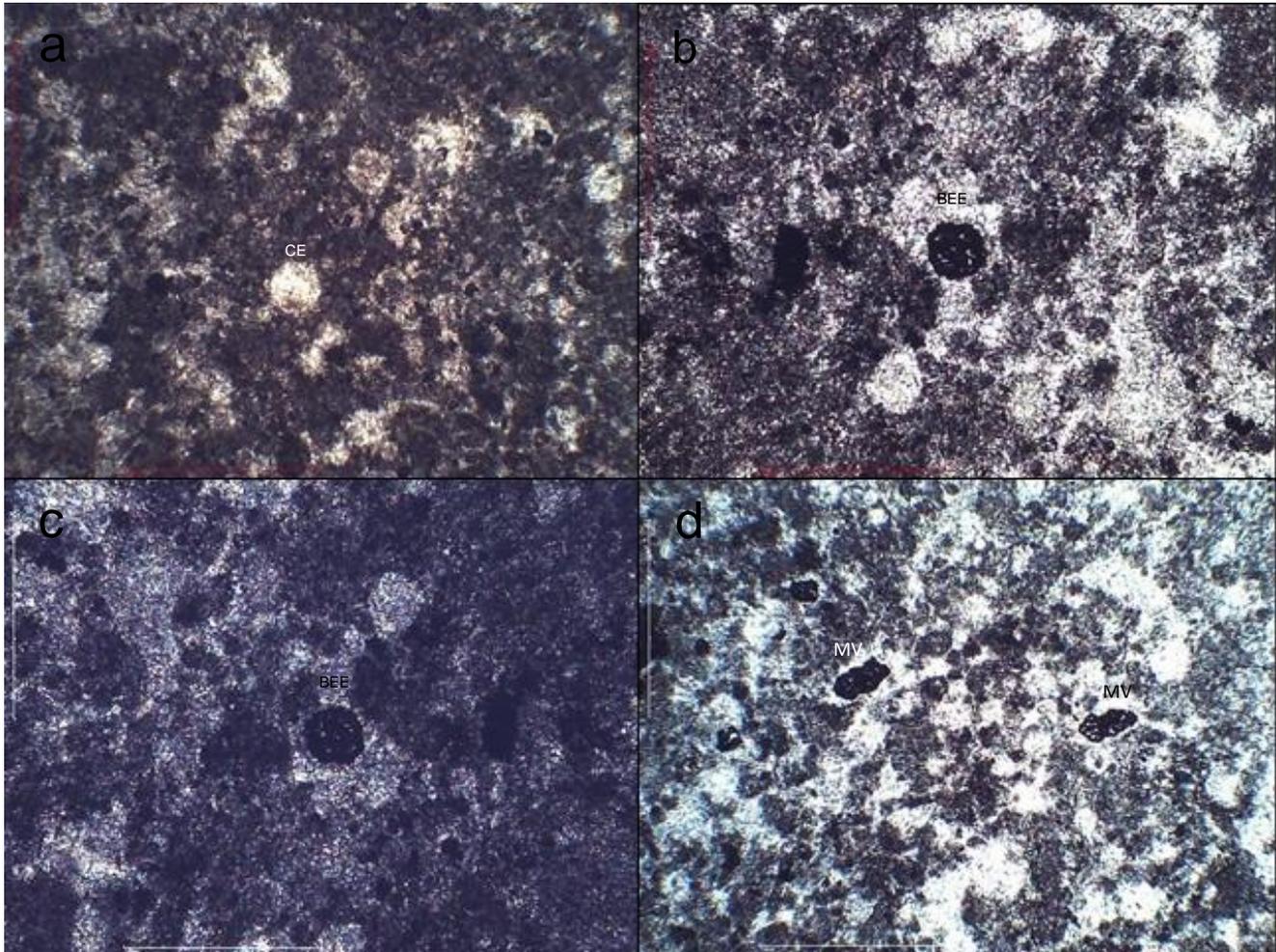


Figura 15.-Lámina OFGR-U38

15a. Calciesfera, 15b. base de espinas de equinoideo, 15c. base de espinas de equinoideo, 15d. Materia vegetal en descomposición.

Lámina delgada con masa básica micrita 80% y componentes 20%. Según Folk presenta un lodo calcáreo (matriz), un porcentaje de componentes mayor a 10% pero menor del 50%, por lo tanto, se trata de una Biomicrita poco empaquetada, pelesporita. Según Dunham presenta un porcentaje mayor del 10% de componentes todos menores a 2mm con masa básica micrita y una fábrica Mud Supported, por lo tanto, se trata de un Wackstone.

Descripción Figura 15: Roca compuesta esencialmente por peloides micríticos pequeños (<0.2mm) sin estructura interna y formas subredondeadas a irregulares, entre los peloides se observan calciesferas de mayor tamaño aisladas esparíticas o microesparíticas, en la mayoría de los casos bien preservados en su forma externa, pero sin ninguna estructura interna apreciable, entre los componentes mencionados existe solo una escasa proporción de cemento microesparítico y muy escasa matriz micrítica. La roca se clasifica como una pelesporita.

Muestra de arenisca con selección buena, con una granulometría fina que van de 0.25 a 0.125 mm. Presenta una selección de materiales clásticos muy bien seleccionados, presenta un grado de madurez inmaduro con 50% de matriz y 50% de cementante, clastos poco seleccionados angulosos a subredondeados, con una disipación total de la energía moderada. Presenta una redondez Sub angulosa 2,5 y esférica 4,5.

Descripción Figura 16: Roca recristalizada con algunos componentes biógenos como calciesferas, escasos pisolitos y componentes alógenos como granos opacos irregulares pequeños y algunos cuerpos angulosos muy pequeños, en general monocristalinos con exfoliación ondulosa constada por vetillas de calcita. Roca microesparítica con biógenos.

16a. Lítico con algunas vetillas de calcita, 16b. Corte trasversal de un braquiópodo, 16c. Ostrácodo, 16d. Ostrácodo, 16e. Líticos, Bioclastos, 16f. Foraminífero bentónico.

Lámina 2

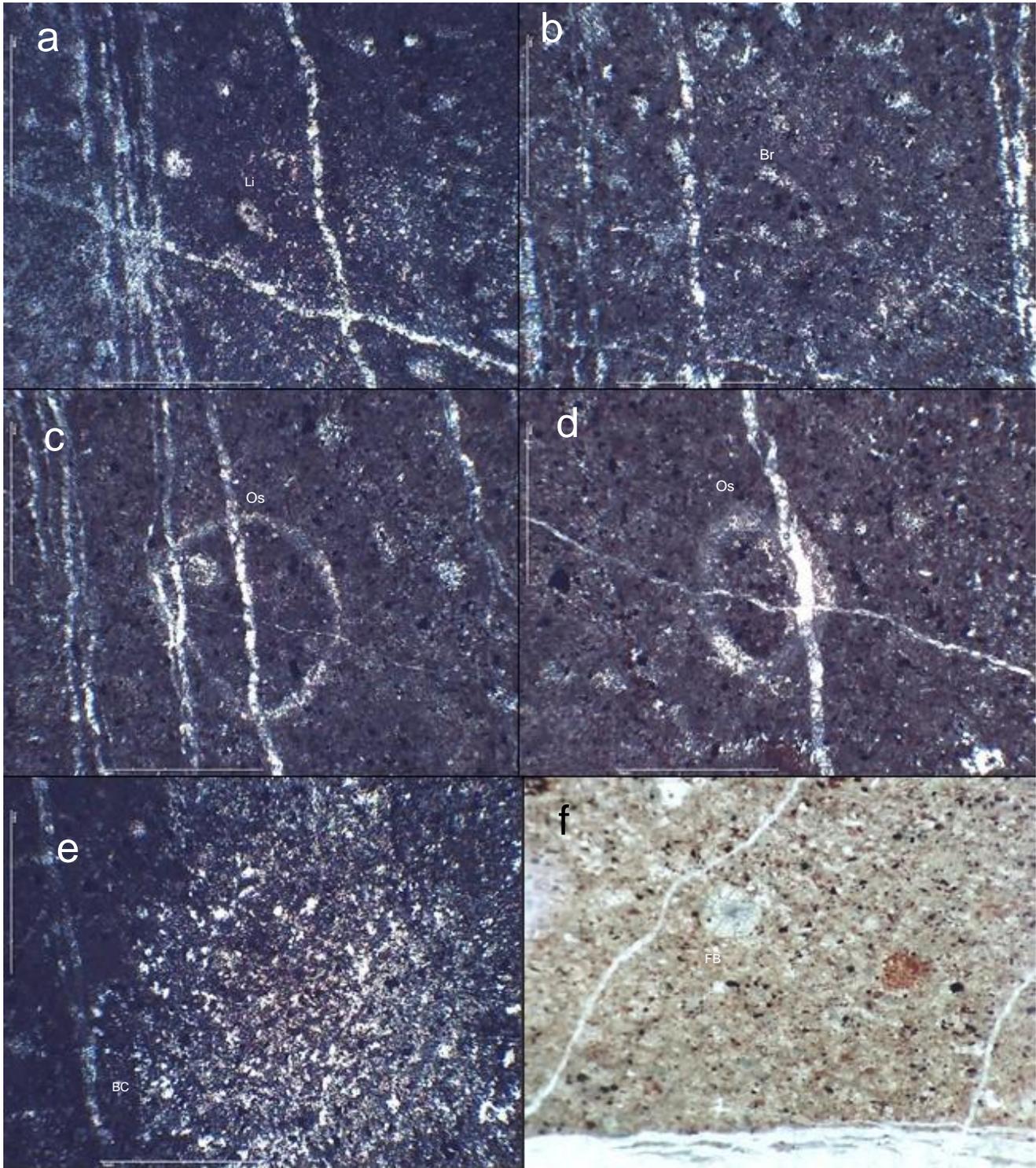


Figura 16.- Lámina PMÑ-3x

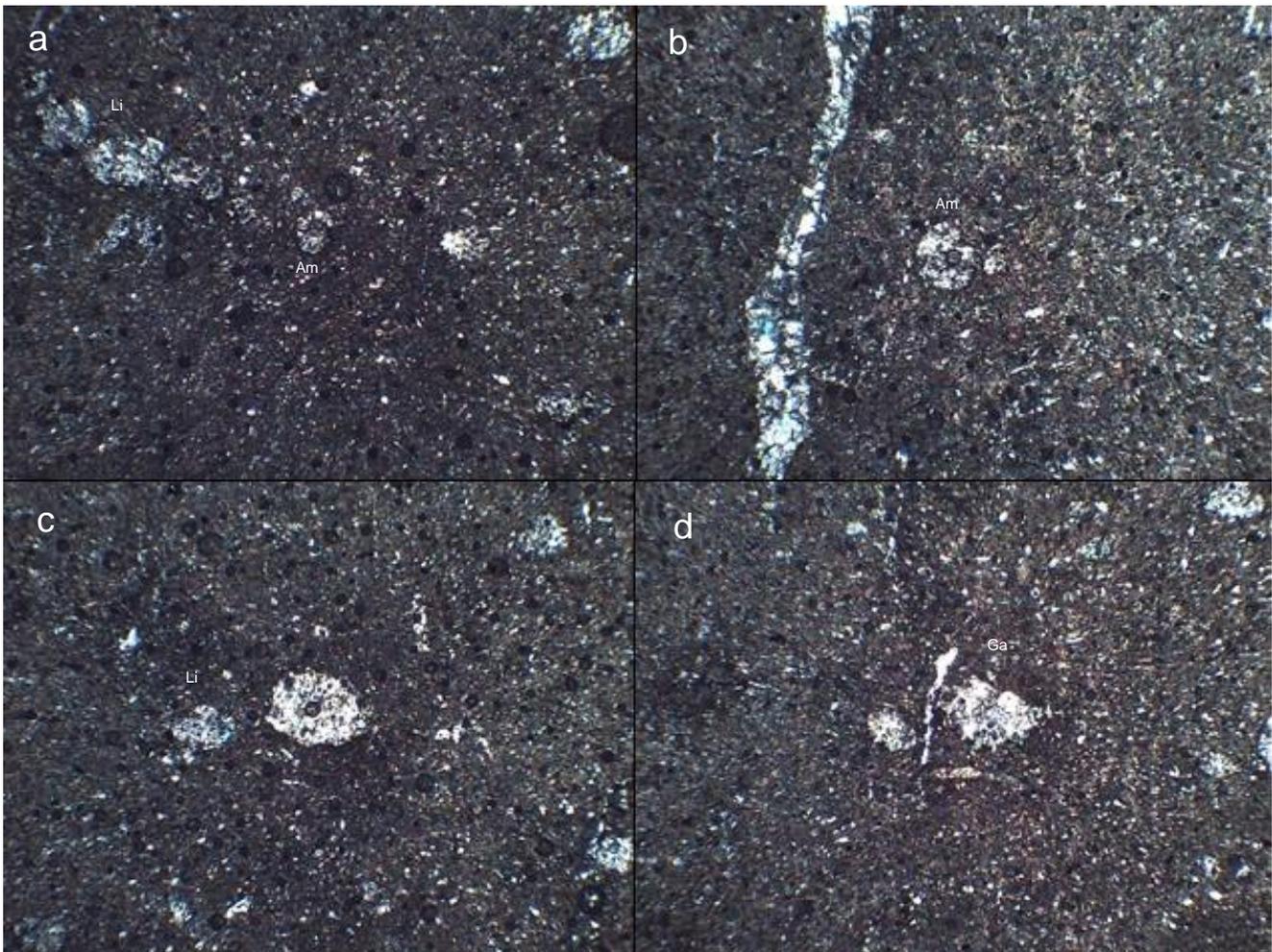


Figura 17.- Lámina PMÑ-31

17a. Lítico alargado con un ligero arqueamiento, amonita, 17b. Amonita, 17c. Líticos rellenos de esparita, 17d. Gasterópodo (*Pteroceras harpagodes*).

Arenisca con una selección de buena a muy buena, con una granulometría fina de 0.25 a 0.125 mm. Presenta una selección de materiales clásticos moderadamente seleccionados, presenta una madurez textural inmadura con abundante matriz, clastos poco seleccionados angulosos a subredondeados y una disipación total de la energía moderada. Presenta una redondez Sub angulosa 2,5 y esférica 4,5.

Descripción: Calciesferas soportadas en una masa básica micritica limo-arcillosa con pequeños y muy escasos cuarzos angulosos de tipo principalmente monocristalino, se observan también múltiples fragmentos pequeños con apariencia de fragmentos de espículas distribuidas en la matriz. La roca se clasifica como una roca tipo mudstone con escasos componentes biógenos y claramente soportada por la masa básica o micrita con biógenos (limolita calcaica).

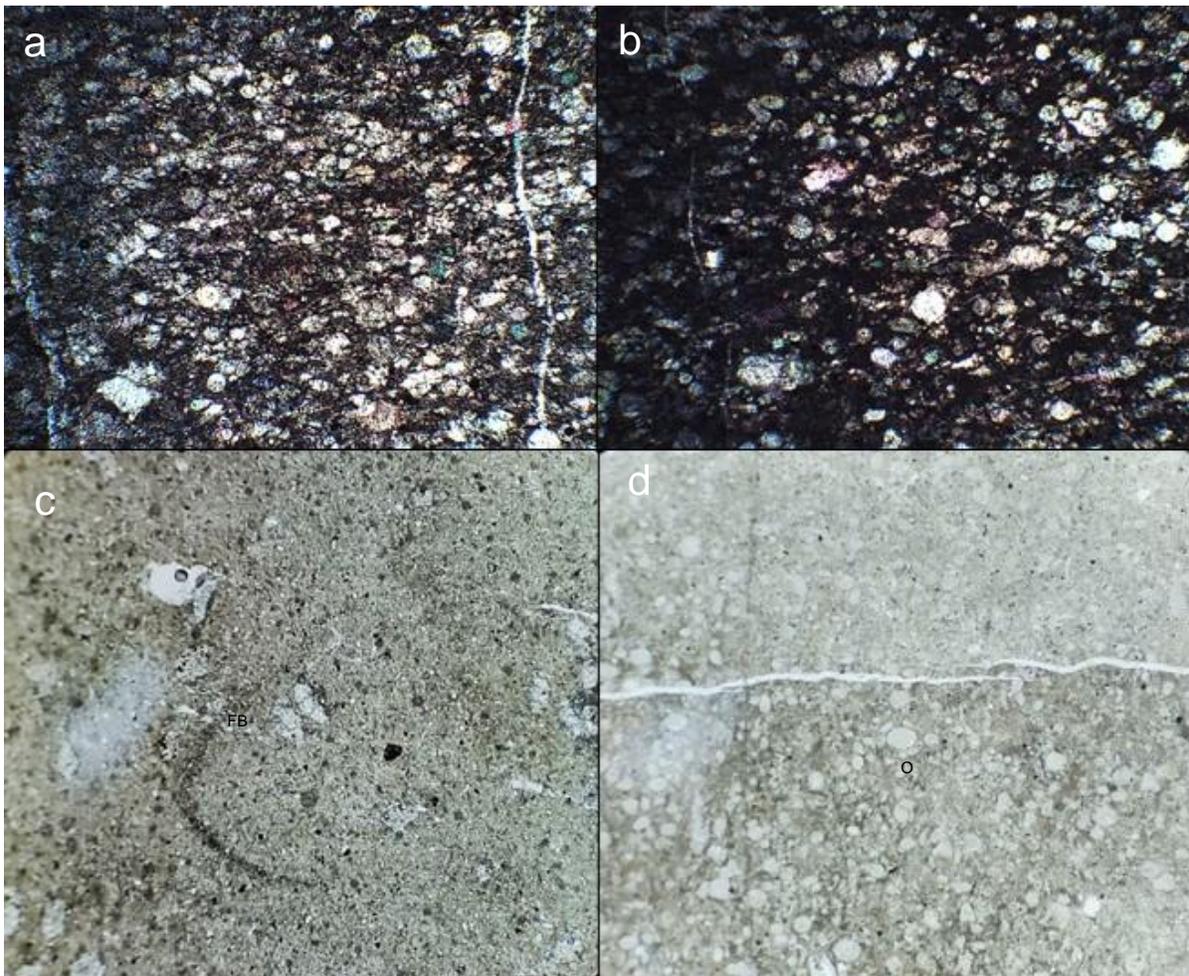


Figura 18.- Lámina PMÑ-32.

18a. Líticos rodeados de matriz lodosa con algunos fragmentos de micas, 18b. Líticos rodeados de matriz lodosa con algunos fragmentos de micas, 18c. Foraminífero bentónico, 18d. Ooides

Muestra de arenisca con una selección moderada y con una granulometría media de 0.50 a 0.25 mm. Presenta una buena selección de materiales clásticos, con una madurez textural inmadura, con abundante matriz clastos poco seleccionados angulosos a subredondeados y con una disipación total de la energía moderada. Presenta una redondez Sub angulosa 2,5 y esférica 4,5.

Descripción: Entre los componentes aloquímicos de la roca, se reconocen numerosas calciesferas y escasos tipos de foraminíferos globigerinidos o pequeños fragmentos de bivalvos y filamentos (algas), en la muestra se observan dos generaciones de vetillas de calcita, una segunda generación de vetillas más anchas con calcita y otro carbonato, posiblemente silicato de dolomita-antracita, estas vetillas son ligeramente oblicuas. La roca es una biomicrita con calciesferas wackstone.

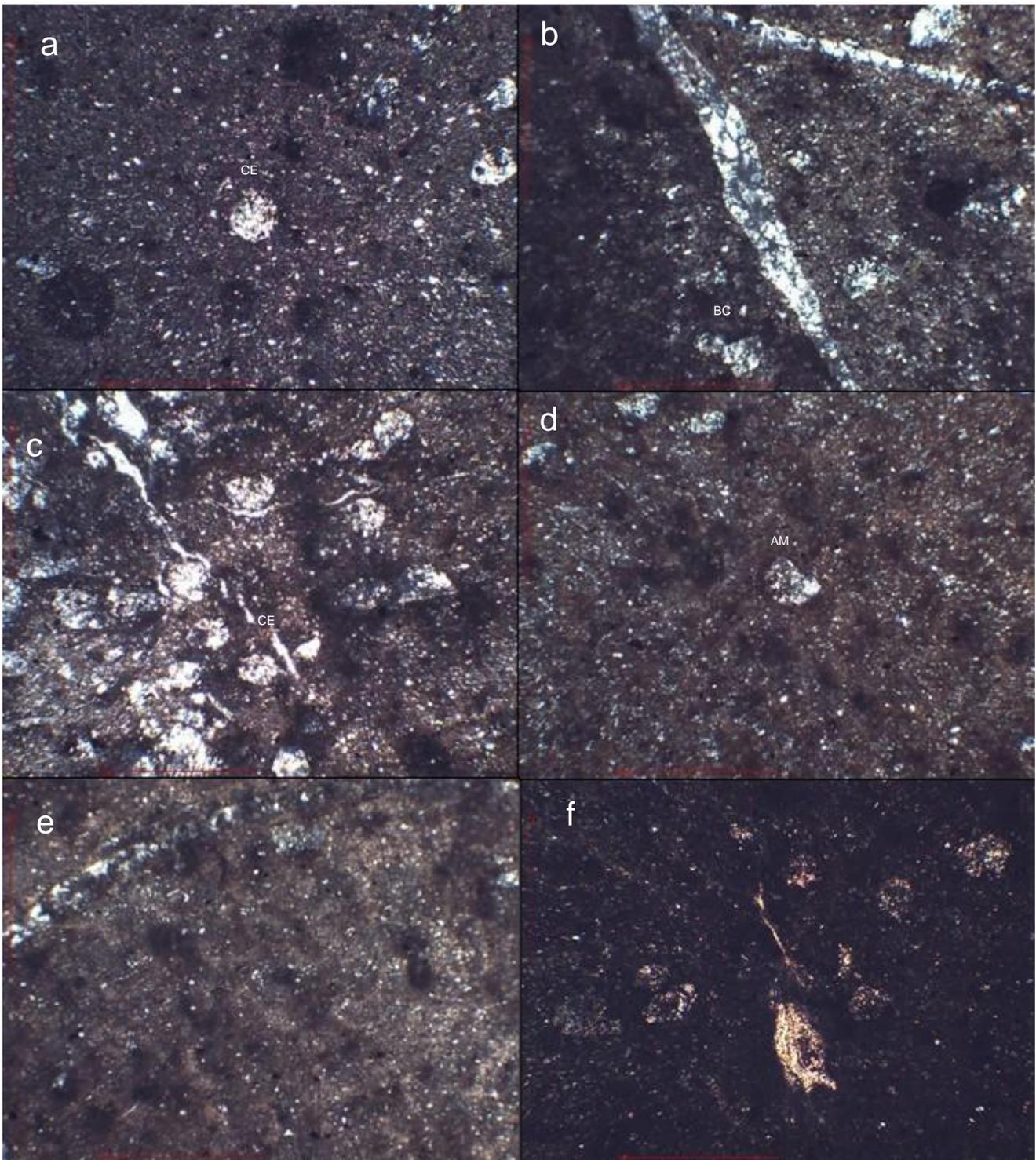


Figura 19.- Lámina TMÑ-31

19a. Calciesfera de tamaño variado con paredes delgadas, 19b. Vetilla de calcita, 19c. Calciesferas de tamaño variado con paredes delgadas, 19d. Fragmento de amonita, 19e. Calciesfera fuertemente excavada, 19f. Bioclasto.

Lámina delgada con masa básica micrita 95% y componentes 5%, Según Folk presenta un lodo calcáreo (matriz), un porcentaje de componentes mayor a 1% pero menor del 10%, por lo tanto, se trata de una Micrita con biógenos, (Lutita).

Según Dunham presenta un porcentaje menor del 10% de componentes todos menores 2mm con masa básica micrita y una fábrica Mud Supported, por lo tanto, se trata de un Mudstone.

Descripción Figura 19: Aloquimicos mal preservados o recristalizados, calciesferas deformadas o posibles foraminíferos y otros bioclastos, escasos y muy pequeños fragmentos de espículas y un pequeño fragmento delgado de concha de bivalvo. Todos estos componentes se observan soportados en una masa básica micritica a microesparitica.

Lámina delgada con masa básica micrita 85% y componentes 15%, Según Folk presenta un lodo calcáreo (matriz), un porcentaje de componentes mayor a 1% pero menor del 10%, por lo tanto, se trata de una Micrita con biógenos, (Lutita).

Según Dunham presenta un porcentaje menor del 10% de componentes todos menores a 2mm con masa básica micrita y una fábrica Mud Supported, por lo tanto, se trata de un Mudstone.

Descripción Figura 20: Bioclastos grandes de cefalópodos muy recristalizados preservando su forma externa. ¿Fragmento delgado y alargado de gasterópodo? También recristalizados y muy escasas calciesferas pequeñas recristalizadas, así como pequeños y escasos trozos terrígenos monocristalinos, angulosos y diminutos fragmentos o poros en una matriz de micrita con una aparente proporción importante de limo-arcillosa, de las cuales son parte los trozos y fragmentos o poros mencionados.

La proporción de matriz o masa básica es superior al 50% de la roca con lo que se puede clasificar como una biomicrita poco a moderadamente compactada.

20a.- fragmento suelto de la pared externa de un gasterópodo, 20b.-acercamineto a la pared externa de un gasterópodo con recristalización interna, 20c.-fragmento de la concha de un gasterópodo recristalizado internamente, 20d.- base de la espina de un equinodermo, 20e.- fragmento de las cámaras internas de un cefalópodo, 20f.- gasterópodo.

Lámina 3

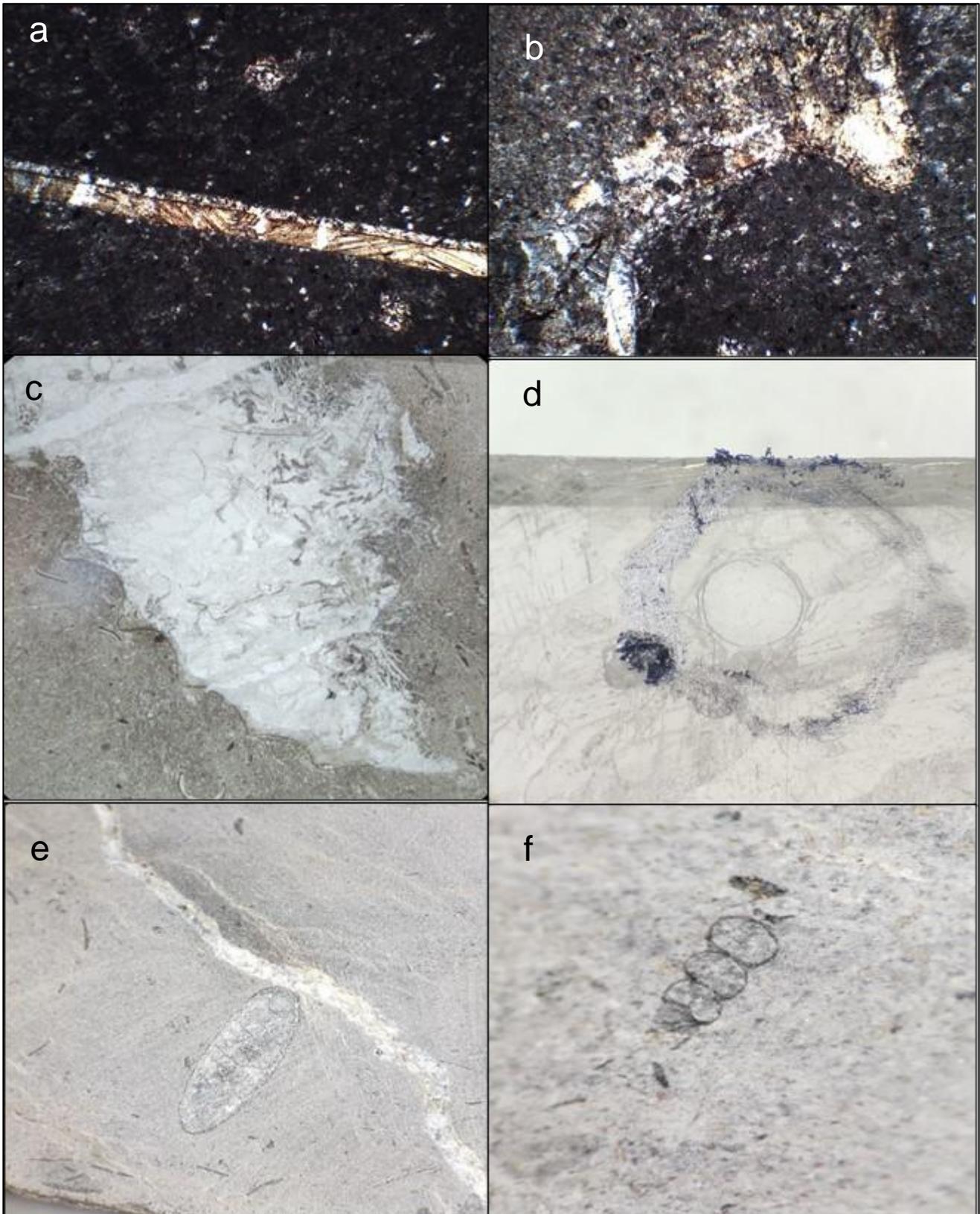


Figura 20.- Lámina TMN-36

Capítulo 2. Bioestratigrafía y facies en las secciones Potreros del Llano y Taponá Moreña.

Los estudios bioestratigráficos del Jurásico Superior de las Formaciones La Casa y La Casita, en las localidades Potreros del Llano, San Luis Potosí y Taponá Moreña, Nuevo León, serán sujetos a una exhaustiva revisión, ya que, según la literatura, son correlacionables como mencionan Barboza, *et al.*, (2004), quienes la consideran una facies equivalente de plataforma más cercana a la costa que evoluciona desde facies deltaicas en la periferia de la península de Coahuila hasta las facies más profundas hacia el sureste. Además, mencionan brevemente la fauna fósil encontrada en la localidad de Real de Catorce, pero solo se aborda superficialmente, denotando para esta investigación, la importancia de profundizar en la descripción detallada mediante la taxonomía sistemática de la biota fósil de ambas formaciones hasta el nivel jerárquico que sea permitido.

2.1 Identificación taxonómica del material paleontológico del perfil Taponá Moreña

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.600-1

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Belemnitida Zittel, 1895

Familia: Belemnitidae d'Orbigny 1845

Género: *Belemnites* Lamarck 1799

Especie: *sp.*

21a. Vista lateral de un fragmento del fragmocono con alto grado de preservación, 21b. Vista anterior longitudinal del peristoma con una flecha señalando el alveolo, 21c. Vista posterior longitudinal del peristoma, señalando la parte cortical externa, 21d. Vista lateral completa del rostro.

Descripción: Molde completo fragmentado de la concha de un cefalópodo belemnites, fragmocono. Organismo pequeño de aproximadamente 11 cm de largo y 1.3 cm de diámetro, el cual cuenta con un caparazón interno que consta de cuatro partes: el prostaco, fragmocono, el rostro primordial y el rostro propiamente dicho. El ejemplar fue encontrado en segmentos, por posibles movimientos estructurales posteriores a la fosilización. Uno de los segmentos del fragmocono muestra un alto grado de preservación, el cual se muestra en la (Figura 21a). Se observa que tiene una forma cilíndrica sub oval, y en un corte ventral se pueden observar los anillos de crecimiento, así como el alveolo, el cual es una hebra orgánica que sirve para eliminar el líquido de las recamaras (Hoffmann y Stevens 2020) y se muestra en la (Figura 21b), además es posible observar la parte cortical (parte externa del caparazón), visiblemente marcada en los cortes ventrales de las (Figuras 21b y 21c).

Lámina 4

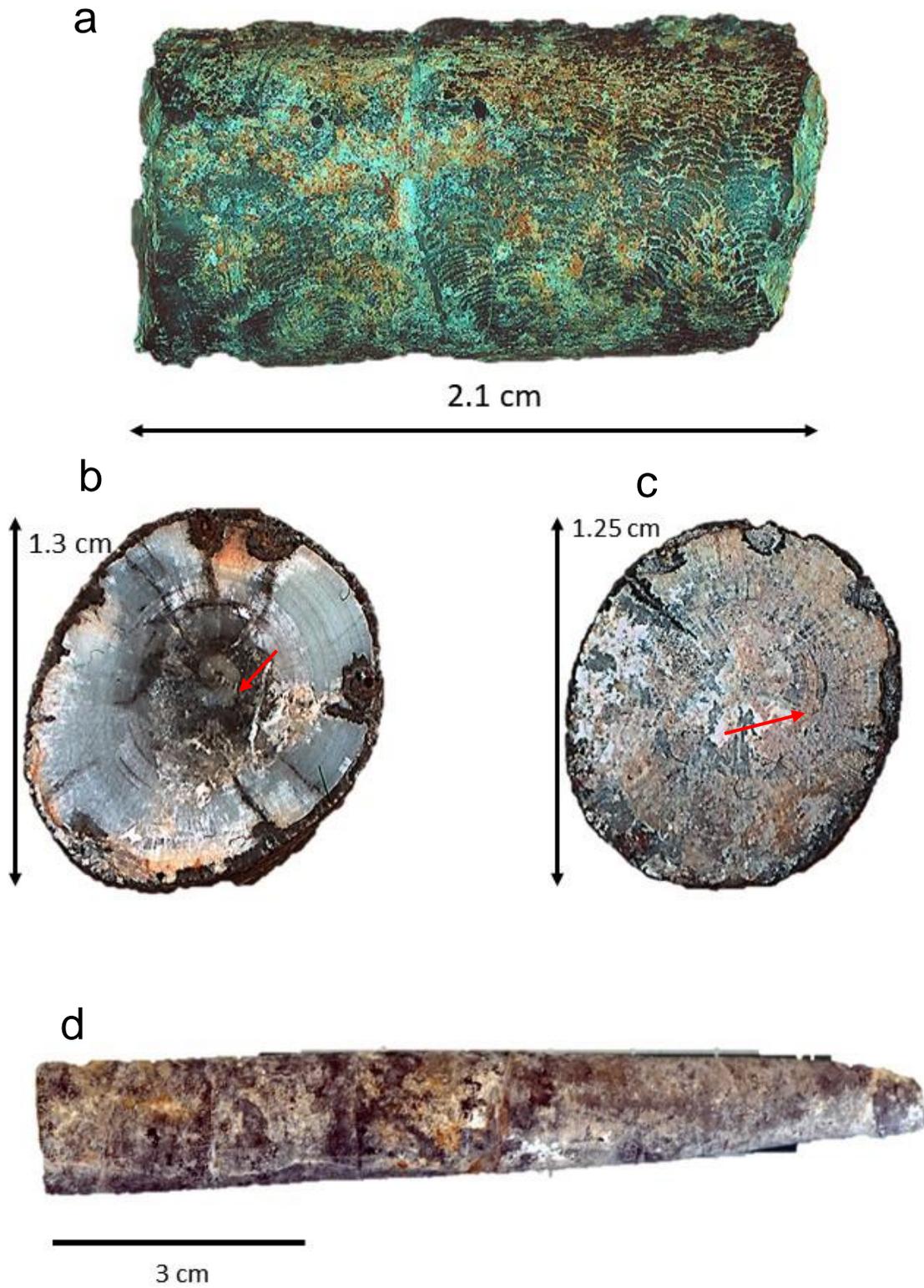


Figura 21.- Belemnites

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-4a

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt 1889

Familia: Haploceratidae Zittel 1884

Género: *Pseudolissoceras* Spath 1925

Especie: *P. zitteli*

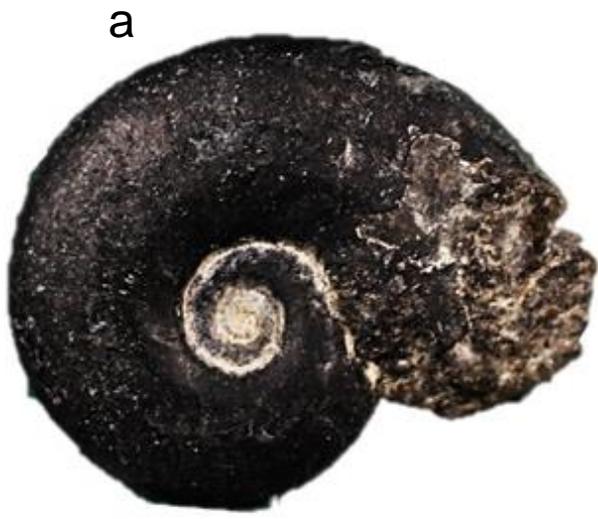
Tabla 1.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-4a.

Tabla 1: Diámetro total	2.23 cm
Radio	1.29 cm
Altura máxima del giro	0.97 cm
Altura mínima del giro	0.8 cm
Diámetro umbilical	0.58 cm
Diámetro máximo del giro	0.56 cm
Diámetro mínimo del giro	0.39 cm

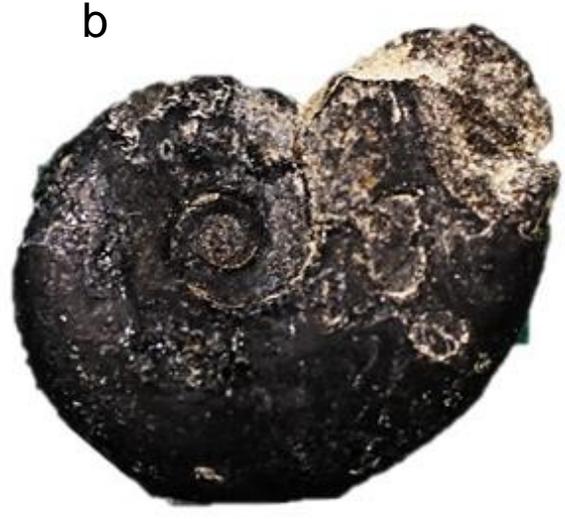
22a.-Vista dorso-ventral del flanco izquierdo, 22b.-Vista dorso-ventral del flanco derecho, 22c.- Vista que muestra la apertura y el vientre, 22d.-Vista del dorso.

Descripción: Molde completo de la concha de un cefalópodo ammonite. La vista de los flancos es amplia, convexa, de ombligo estrecho. La superficie esta ligeramente intemperizada. Se trata de un organismo con una concha fuertemente comprimida y ligeramente evoluta, con una pared umbilical estrecha y prácticamente vertical, la concha es casi completamente lisa, excepto por algunas estrías radiales.

Lámina 5



1 cm



1 cm



1 cm



1 cm

Figura 22.- *Pseudolissoceras zitteli*

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-4b

Tabla 2.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-4b

Diámetro total	3.55 cm
Radio	2.05 cm
Altura máxima del giro	1.35 cm
Altura mínima del giro	1 cm
Diámetro umbilical	0.9 cm
Diámetro máximo del giro	0.85 cm
Diámetro mínimo del giro	0.56 cm

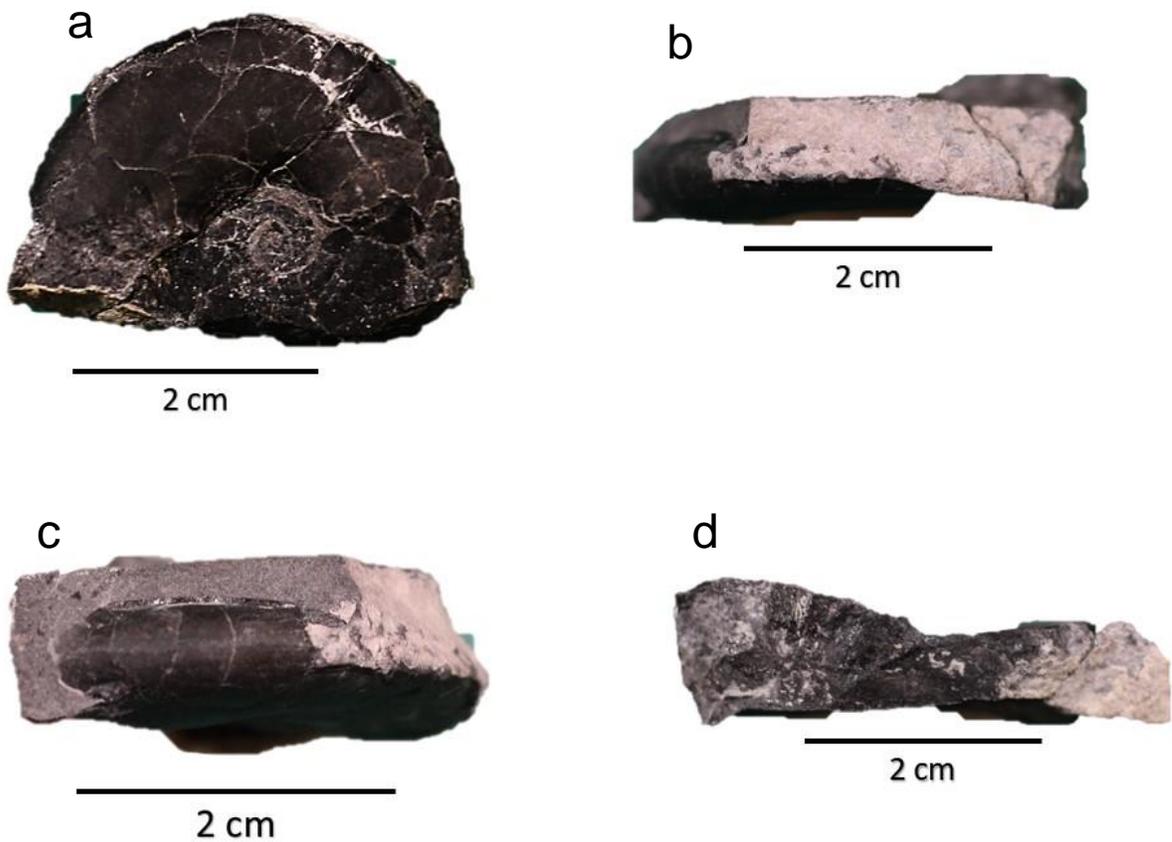


Figura 23.-Pseudolissoceras

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-4c

Tabla 3.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-4c

Diámetro total	3.8 cm
Radio	2.4 cm
Altura máxima del giro	1.92 cm
Altura mínima del giro	1.61 cm
Diámetro umbilical	0.9 cm
Diámetro máximo del giro	1.12 cm
Diámetro mínimo del giro	0.4 cm

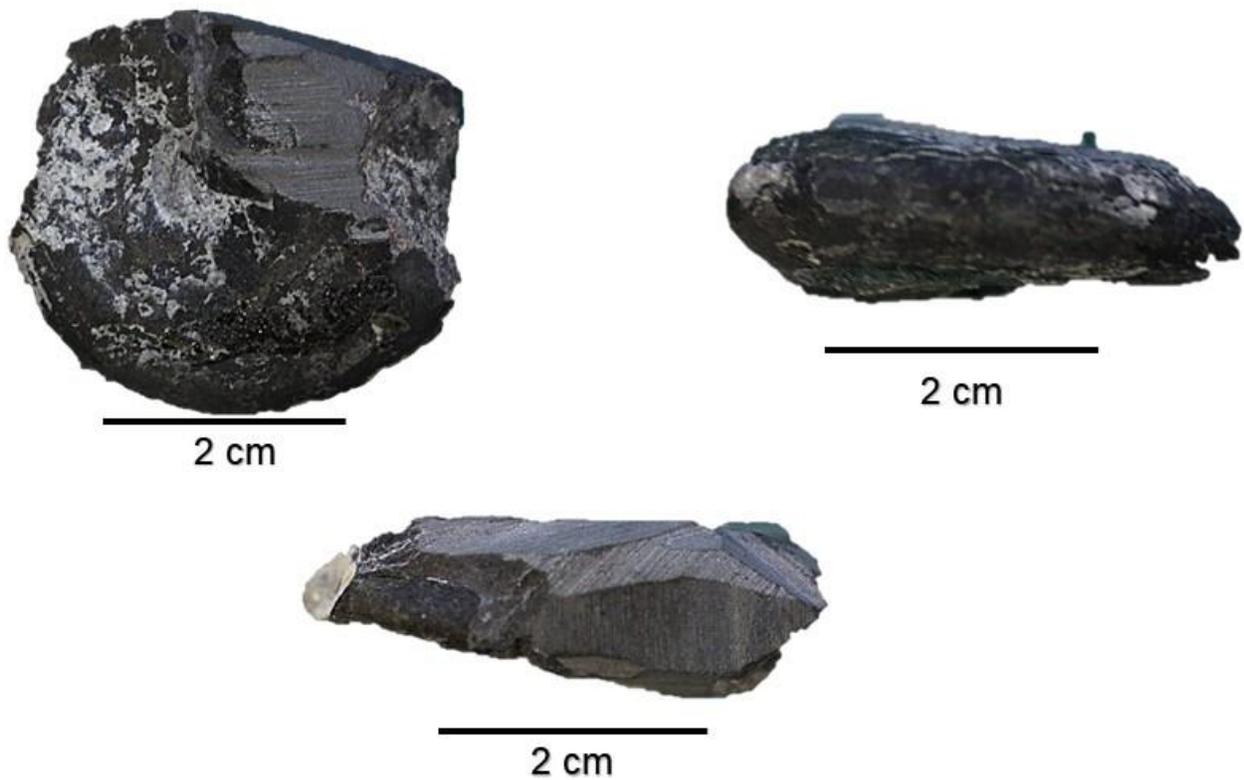


Figura 24.- Pseudolissoceras

Ejemplar. LP. UASLP. TMNL. 700-4d

Tabla 4.-Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-4d

Diámetro total	3.58 cm
Radio	1.99 cm
Altura máxima del giro	1.68 cm
Altura mínima del giro	1.07 cm
Diámetro umbilical	0.8 cm
Diámetro máximo del giro	0.83 cm
Diámetro mínimo del giro	0.52 cm



Figura 25.- Pseudolissoceras

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-5

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt 1889

Familia: Neocomitidae Salfeld 1921

Género: *Kossmatia* Uhlig 1907

Especie: *K. bifurcata* (Aguilera)

Tabla 5.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-5

Diámetro total	4.46 cm
Radio	2.45 cm
Altura máxima del giro	1.64 cm
Altura mínima del giro	0.94 cm
Diámetro umbilical	1.72 cm
Diámetro máximo del giro	1.4 cm
Diámetro mínimo del giro	0.94 cm

26a.-Vista dorso ventral del flanco izquierdo, 26b.- Vista dorsal, 26c.- Vista de la apertura y el vientre.

Descripción: Molde completo de un cefalópodo ammonite, flanco izquierdo. La vista externa del flanco es amplia, plana de ombligo bastante estrecho, con remanentes de sedimentos bien compactados y vetillas de calcita. La concha es plana comprimida y moderadamente involuta, presenta costillas que se bifurcan hacia la parte ventral a un tercio de la parte superior, la ornamentación en la sección del vientre es en forma de v.

a



b

2 cm



2 cm



c



2 cm



Figura 26.- *Kossmatia bifurcata*

Ejemplar. LP. UASLP.TMNL.700-6

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt 1889

Subfamilia: Virgatosphinctinae Spath, 1923

Género: *Aulacosphincoides* Spath, 1923

Especie: *A. potosinus* Aguilera, 1895

Tabla 6.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-6

Diámetro total	5.57 cm
Radio	2.91 cm
Altura máxima del giro	1.38 cm
Altura mínima del giro	0.67 cm
Diámetro umbilical	2.69 cm
Diámetro máximo del giro	cm
Diámetro mínimo del giro	cm

Figura 27-. Vista superior de la impresión de la concha de un ammonite.

Descripción: Impresión de una concha de cefalópodo ammonite, contra molde, la vista externa del flanco es angosta, convexa, el ombligo es ancho y profundo. La superficie esta ligeramente intemperizada con algunas vetillas de calcita, el caparazón es evolutivo, la sección del giro esta ligeramente comprimida para sub cuadrar con el giro interior, los flancos y el venter son uniformemente redondeados, continuos. El giro interno tiene las costillas radiadas densas y afiladas y algo ramificadas en la parte superior de los flancos. En el giro exterior las costillas continúan agudas, pero algunas de ellas se bifurcan aproximadamente a 2/3 de altura.

Lamina 7

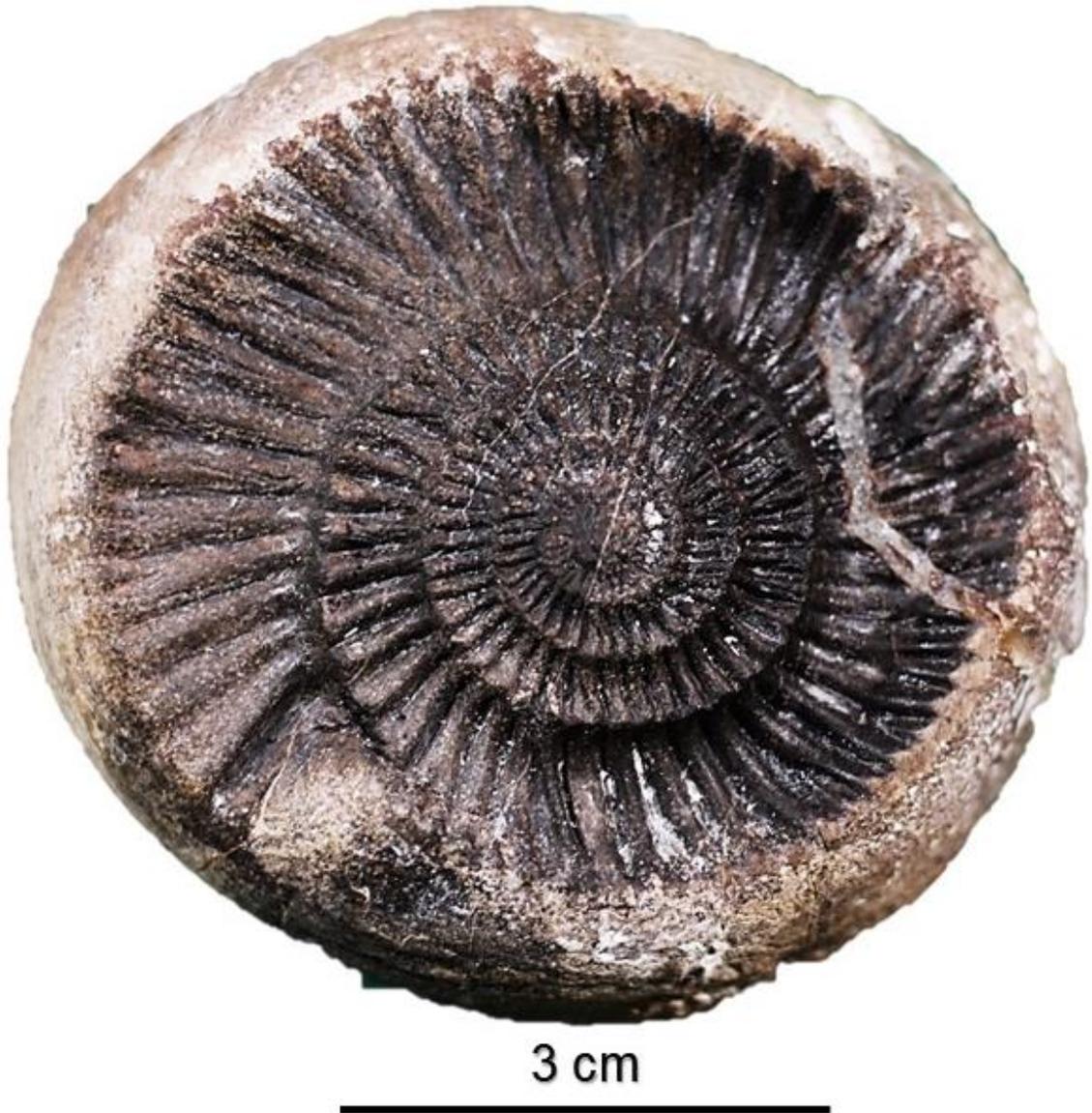


Figura 27.- *Aulacosphincoides potosinus*

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-8

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt, 1889

Familia: Oppeliidae Bonarelli, 1894

Género: *Ochetoceras* O'Connell, 1920

Especie: *O. mexicanum* Burckhardt, 1912

Tabla 7.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-8

Diámetro total	3.86 cm
Radio	2.22 cm
Altura máxima del giro	1.84 cm
Altura mínima del giro	1.06 cm
Diámetro umbilical	1.07 cm
Diámetro máximo del giro	1.05 cm
Diámetro mínimo del giro	0.6 cm

28a.-vista lateral del flanco izquierdo, 28b.-vista lateral del flanco derecho, 28c.-Vista que muestra la apertura y el vientre, 28d.-Vista longitudinal del dorso.

Descripción: Molde completo de la concha de un cefalópodo ammonite, flancos derecho e izquierdo. La vista externa del flanco es algo estrecha y ligeramente convexa de ombligo angosto cubierto con residuos de sedimento compactado. La superficie está altamente intemperizada. La concha es presumiblemente lisa, solo muestra una escultura tosca, con las costillas en forma de falla, por encima de un surco lateral, mientras que en la parte dorsal del flanco es prácticamente liso.

Lámina 8

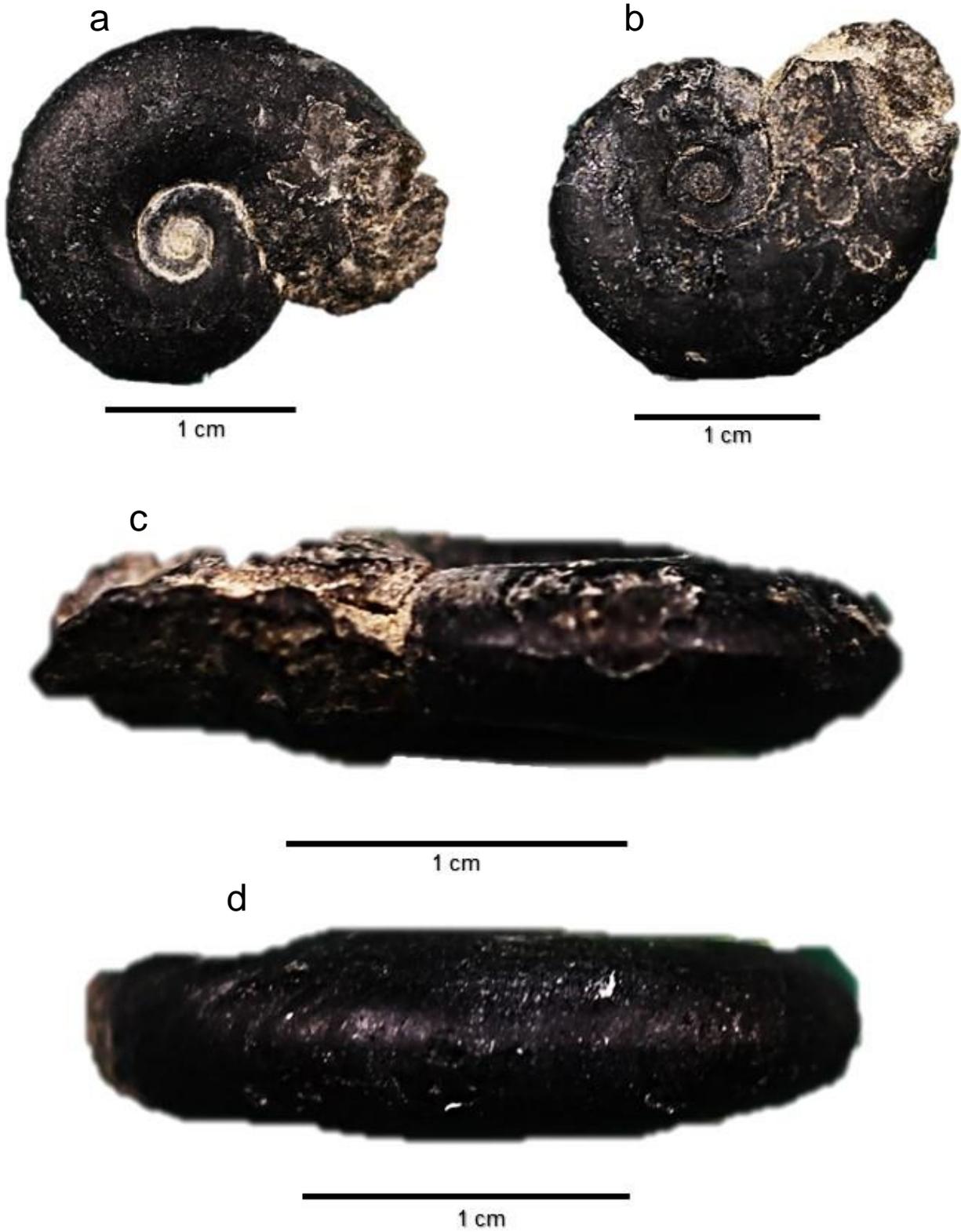


Figura 28.- *Ochetoceras mexicanum*

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-9^a

Género: *Ochetoceras* O'Connell, 1920

Especie: sp.

Tabla 8.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP.TMNL.700-9a

Diámetro total	3.72 cm
Radio	2.49 cm
Altura máxima del giro	1.9 cm
Altura mínima del giro	1.18 cm
Diámetro umbilical	0.91 cm
Diámetro máximo del giro	0.97 cm
Diámetro mínimo del giro	0.7 cm

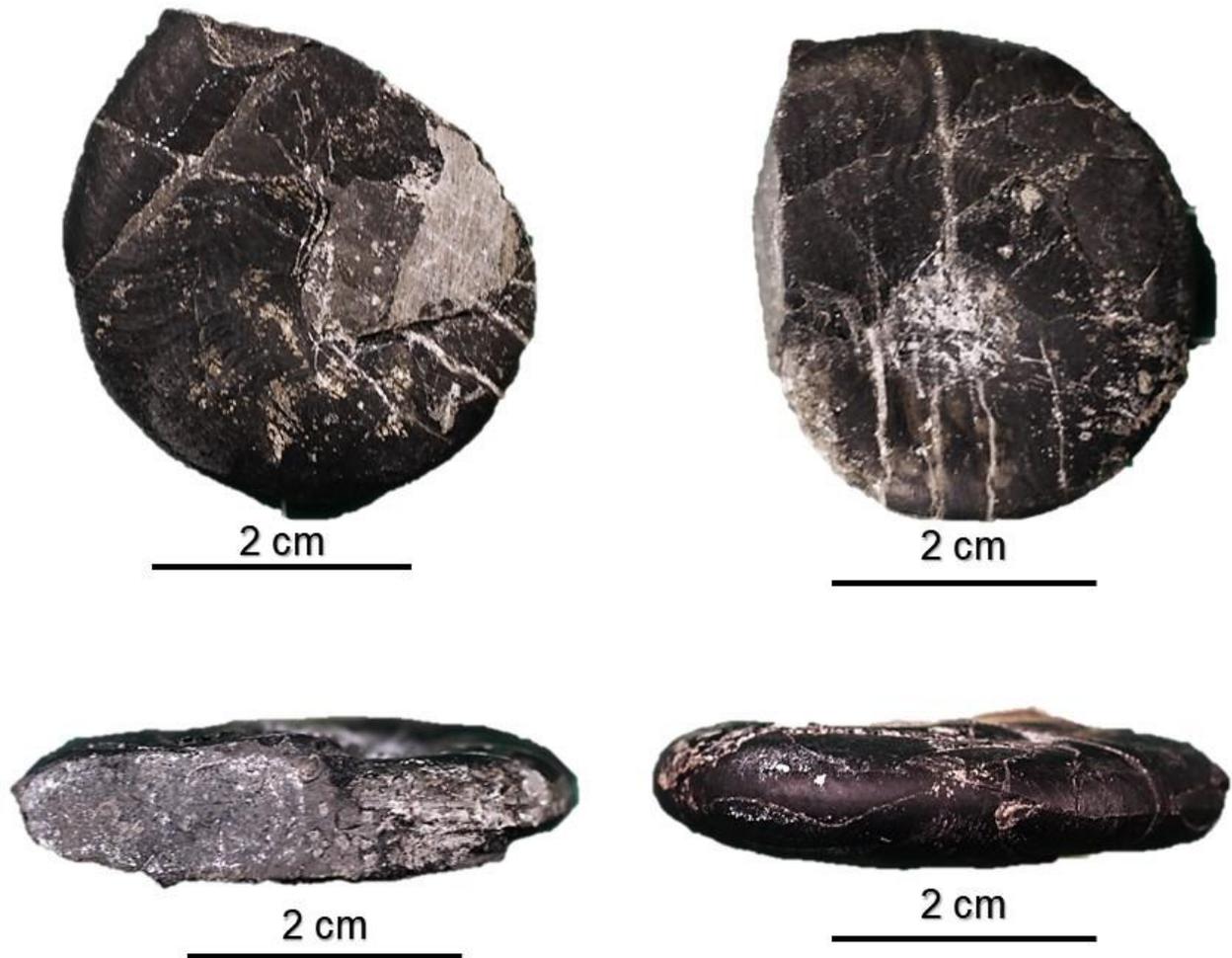


Figura 29.- *Ochetoceras*

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-9b

Tabla 9.-Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-9b

Diámetro total	3.8 cm
Radio	2.48 cm
Altura máxima del giro	1.58 cm
Altura mínima del giro	0.92 cm
Diámetro umbilical	1.5 cm
Diámetro máximo del giro	0.9 cm
Diámetro mínimo del giro	0.5 cm



Figura 30.- Ochetoceras

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-10a

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt, 1889

Familia: Aspidoceratidae Zittel, 1895

Género: *Euaspidoceras* Spath, 1931

Especie: *sp.*

Tabla 10.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-10a

Diámetro total	4.18 cm
Radio	2.5 cm
Altura máxima del giro	1.38 cm
Altura mínima del giro	0.63 cm
Diámetro umbilical	1.66 cm
Diámetro máximo del giro	cm
Diámetro mínimo del giro	cm

Figura 31a.-Vista de la impresión del flanco derecho.

Descripción: Impresión de la concha de un cefalópodo ammonite, flanco derecho. La vista externa del flanco es prácticamente nula, con los bordes subredondeados, con el ombligo cubierto de sedimento. La superficie del flanco está altamente intemperizada. Concha evoluta algo deprimida, con la sección externa de los flancos uniformemente redondeados, la ornamentación consiste en costillas gruesas radiales que conectan ambos extremos de la zona ventral a dorsal.

Lámina 9

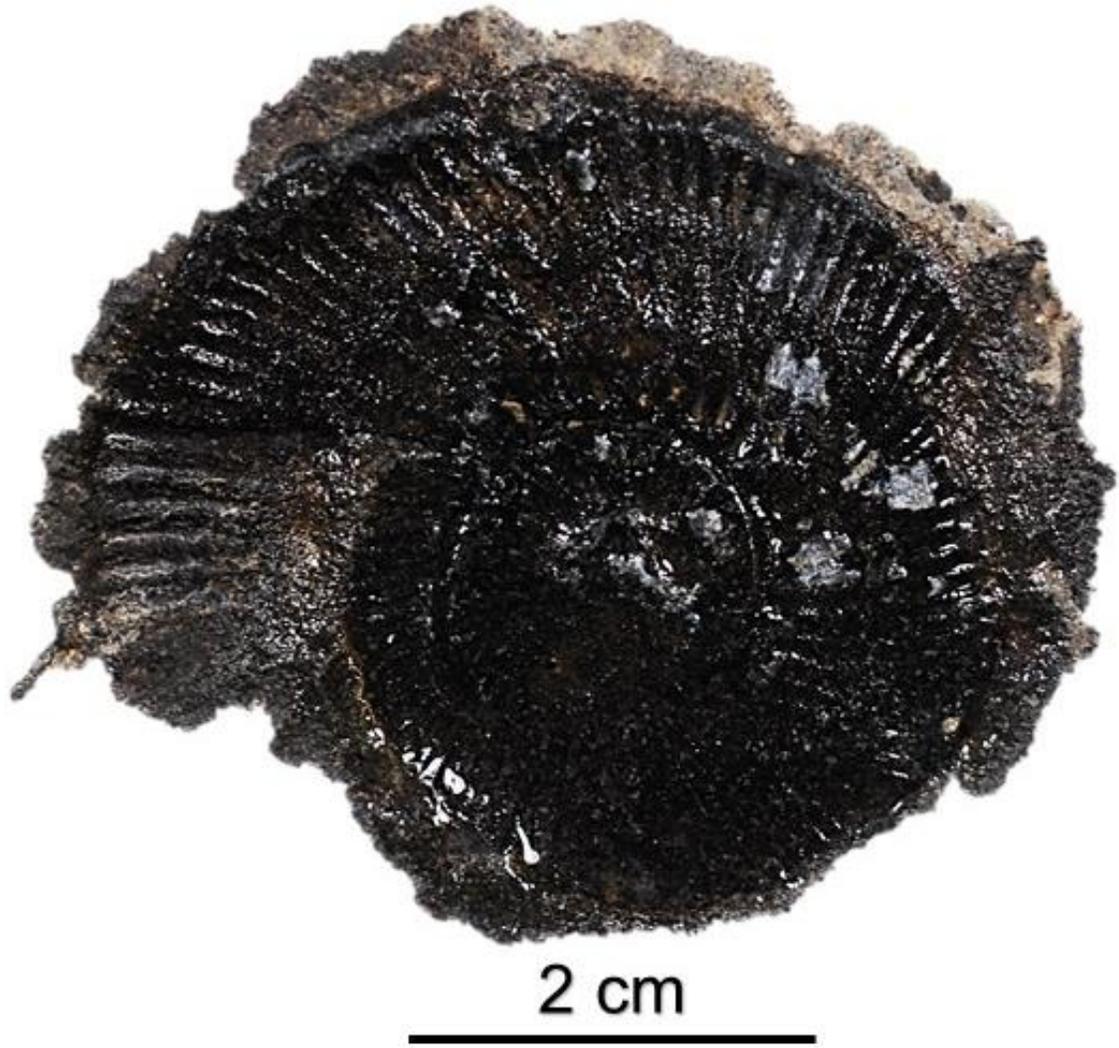


Figura 31.- Euaspidoceras

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-10b

Tabla 11.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-10b

Diámetro total	10.15 cm
Radio	5.29 cm
Altura máxima del giro	3.27 cm
Altura mínima del giro	2 cm
Diámetro umbilical	cm
Diámetro máximo del giro	cm
Diámetro mínimo del giro	cm

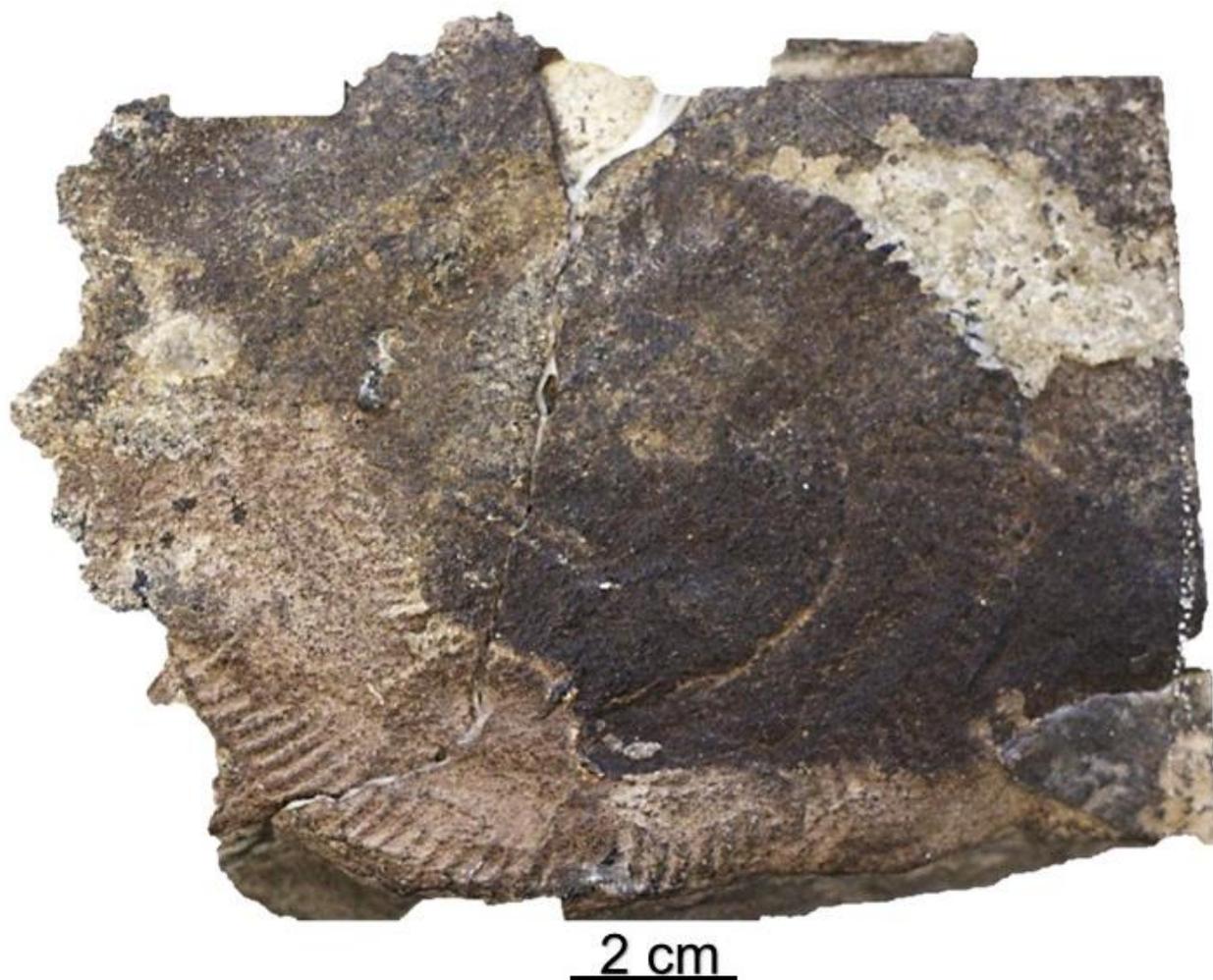


Figura 32.- Euaspidoceras

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-11

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt, 1889

Familia: Perisphinctidae Steinmann, 1890

Género: *Perisphinctes* Waagen, 1869

Especie: *sp.*

Tabla 12.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-11

Diámetro total	6.83 cm
Radio	3.88 cm
Altura máxima del giro	3.32 cm
Altura mínima del giro	2.39 cm
Diámetro umbilical	1.44 cm
Diámetro máximo del giro	cm
Diámetro mínimo del giro	cm

33.- Vista lateral superior del flanco derecho.

Descripción: Mitad del molde de una concha de cefalópodo ammonite, flanco izquierdo. La vista externa del flanco es amplia, ligeramente convexa de ombligo de tamaño moderado, cubierto de sedimento compactado. La superficie está bastante intemperizada con recristalizaciones de calcita y múltiples fracturas, concha evoluta, con costillas ampliamente espaciadas, simples, inclinadas hacia abajo en la pared umbilical, radiales y asimétricas.

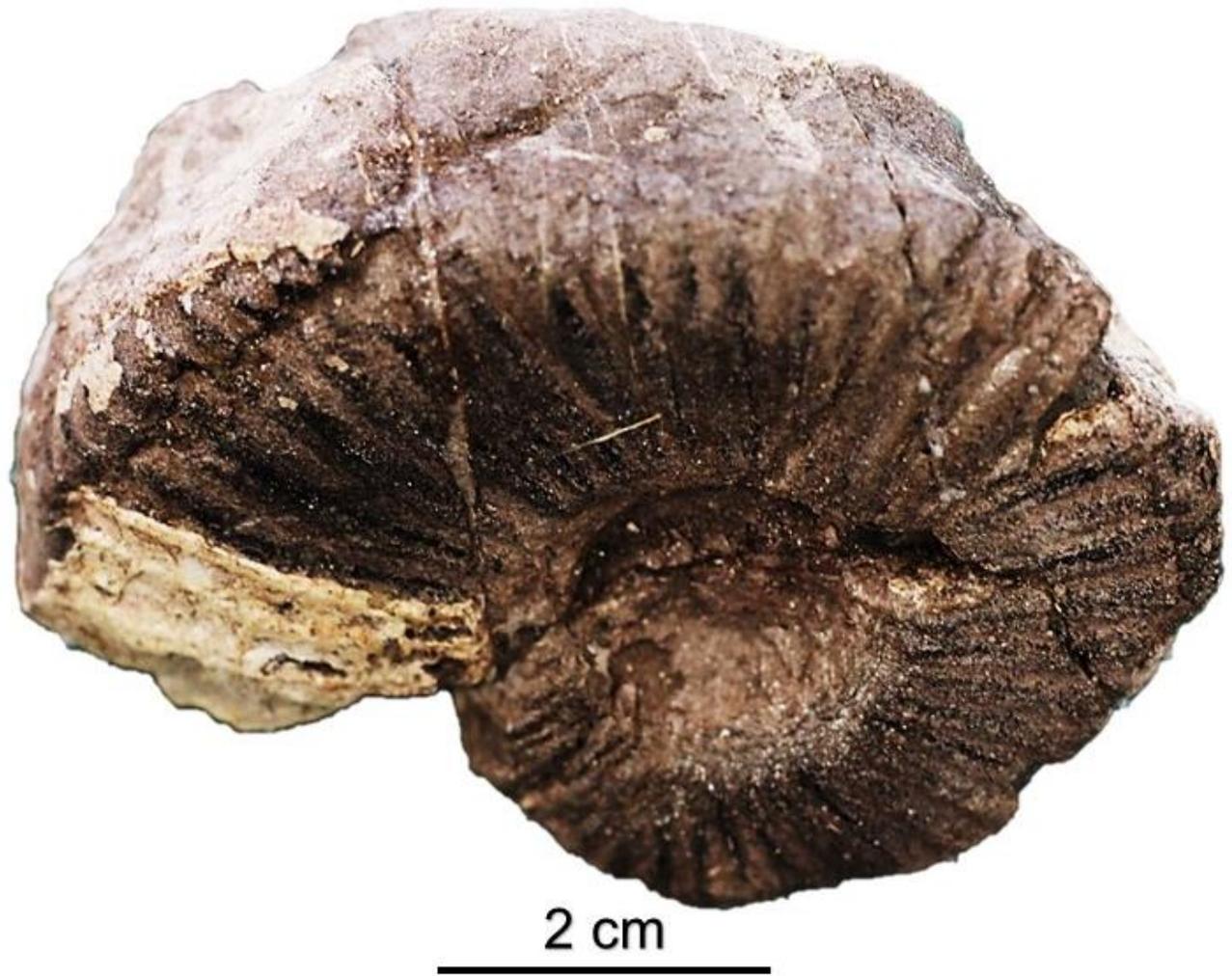


Figura 33.- Perisphinctes

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-12a

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt, 1889

Familia: Perisphinctidae Steinmann, 1890

Género: *Idoceras* Burckhardt, 1906

Especie: *sp.*

Tabla 13.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-12a

Diámetro total	3.49 cm
Radio	2.09 cm
Altura máxima del giro	1.49 cm
Altura mínima del giro	1.02 cm
Diámetro umbilical	0.85 cm
Diámetro máximo del giro	cm
Diámetro mínimo del giro	cm

34a.- Vista lateral del flanco derecho, 34b.- acercamiento de una sección del flanco que muestra las suturas, 34c.- vista longitudinal del vientre, 34d.- vista longitudinal del dorso.

Descripción: Molde completo de la concha de un cefalópodo ammonite, flanco derecho. La vista externa del flanco es amplia ligeramente convexa con un ombligo ancho cubierto por recristalización de calcita. La superficie esta ligeramente intemperizada con varias fracturas, se observan restos de las suturas ammoníticas. La concha es plana y evoluta, con una pared umbilical baja y de hombro redondeado, presenta costillas prorsirradiadas, la mayoría se bifurcan a 2/3 de altura del borde de la periferia exterior.

Lámina 11

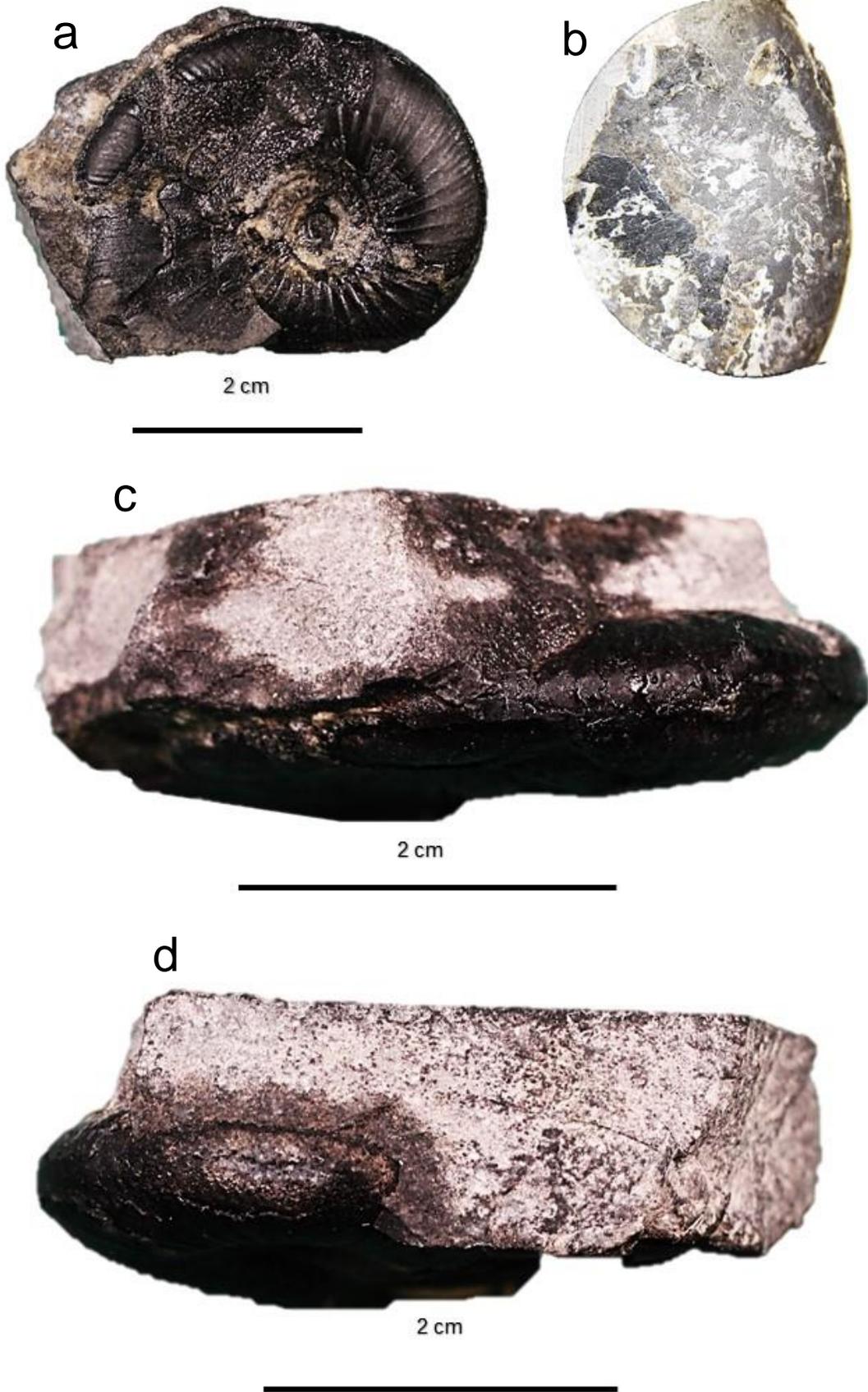


Figura 34.- *Idoceras*

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-12b

Tabla 14.-Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-12b

Diámetro total	2.61 cm
Radio	1.57 cm
Altura máxima del giro	1.27 cm
Altura mínima del giro	0.74 cm
Diámetro umbilical	0.72 cm
Diámetro máximo del giro	0.83 cm
Diámetro mínimo del giro	0.58 cm



2 cm



2 cm



2 cm



2 cm



Figura 35.-Idoceras

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-13a

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt, 1889

Familia: Ataxioceratidae Buckman, 1921

Género: *Orthosphinctes* Schindewolf, 1925

Especie: *sp.*

Tabla 15.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-13a

Diámetro total	6.25 cm
Radio	3.56 cm
Altura máxima del giro	2.13 cm
Altura mínima del giro	1.47 cm
Diámetro umbilical	2.58 cm
Diámetro máximo del giro	1.69 cm
Diámetro mínimo del giro	1.11 cm

36a.- Vista frontal del flanco izquierdo, 36b.- acercamiento del flanco que muestra restos de las suturas, 36c.- vista longitudinal del vientre, 36d.- Vista longitudinal del lomo, 36e.- Vista ventral de la concha.

Descripción: Molde completo de la concha de un cefalópodo ammonite, flanco izquierdo y derecho. La vista externa del flanco es amplia, convexa, de ombligo amplio. La superficie está altamente conservada por el método de fosilización (concreción), conservando restos de las suturas ammoníticas. Concha evoluta, con ornamentación sencilla en forma de costillas primarias simples y gruesas, y que se bifurcan a 3/4 partes de altura del borde perimetral exterior, y dividida por cuatro constricciones. La vista interna muestra las diferentes cámaras, y parte del espiral lleno o parcialmente lleno de cristales de cuarzo y/o calcita.

Lámina 12

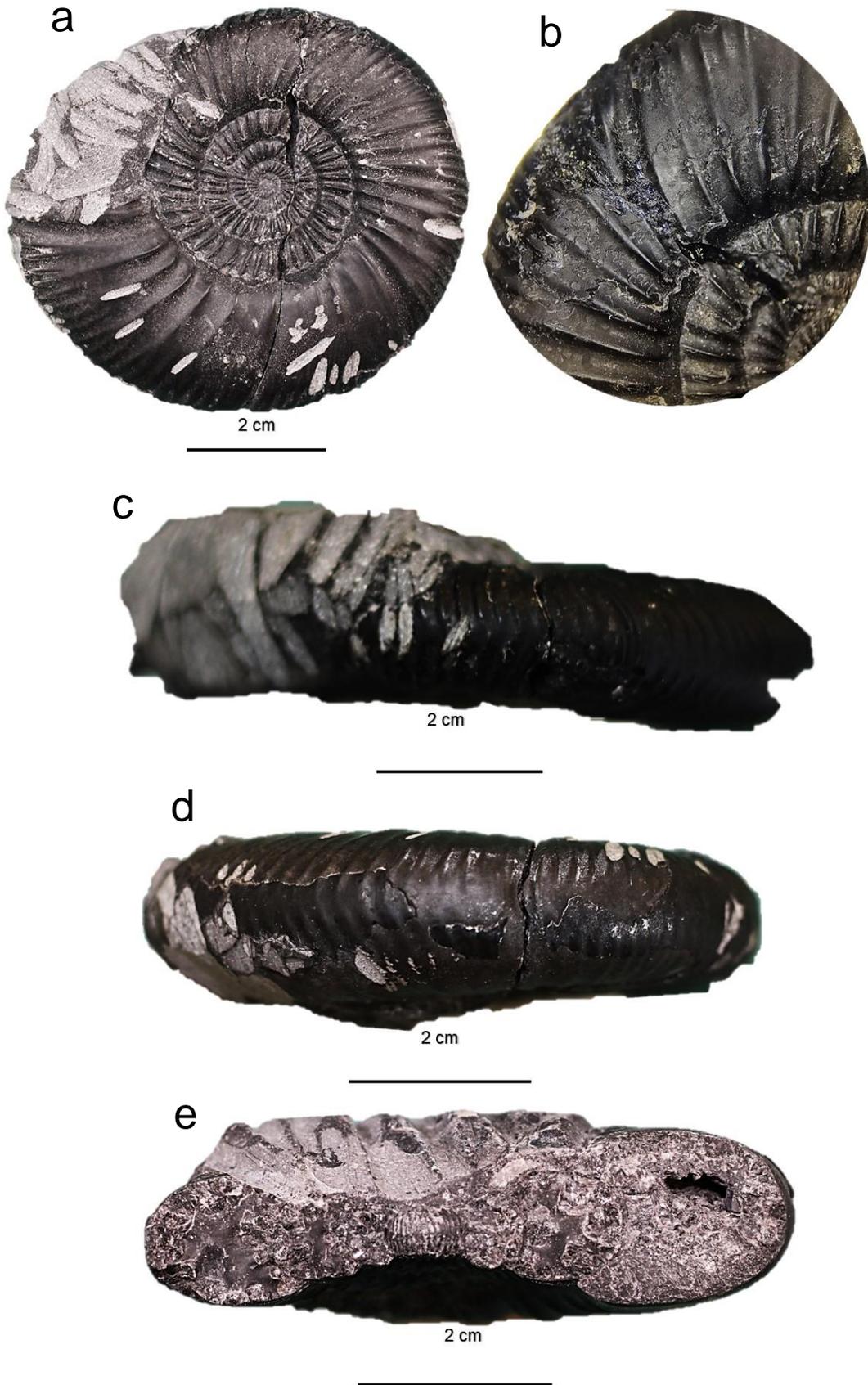


Figura 36.- *Orthosphinctes*

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.700-13b

Tabla 16.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP.UASLP.TMNL.700-13b

Diámetro total	14.95 cm
Radio	7.47 cm
Altura máxima del giro	4.34 cm
Altura mínima del giro	3.52 cm
Diámetro umbilical	5.72 cm
Diámetro máximo del giro	3.58 cm
Diámetro mínimo del giro	2.07 cm

Lámina 13

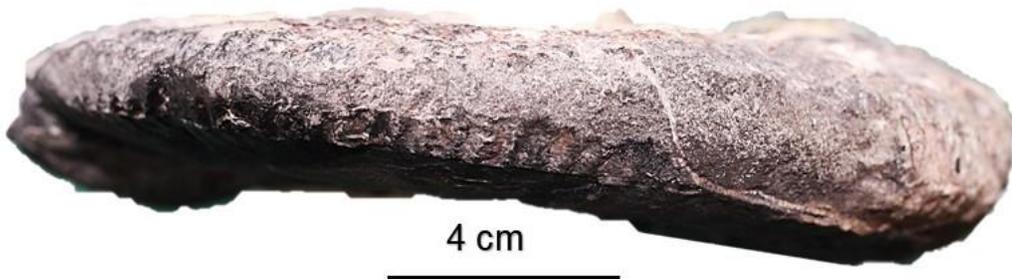
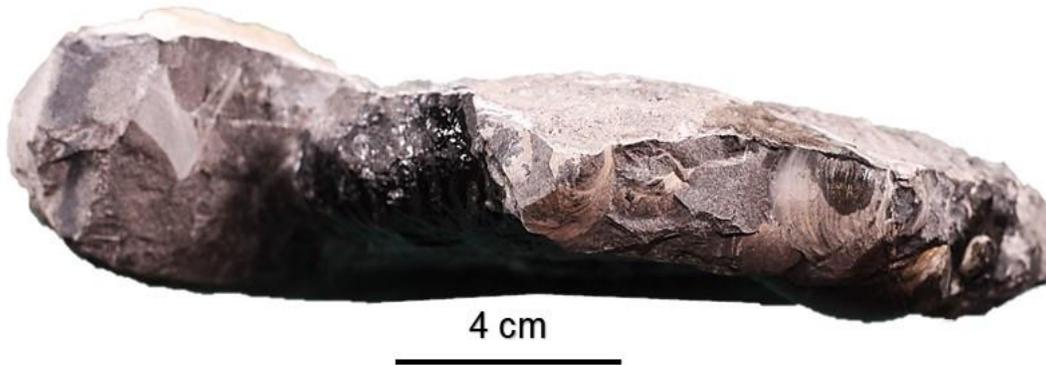
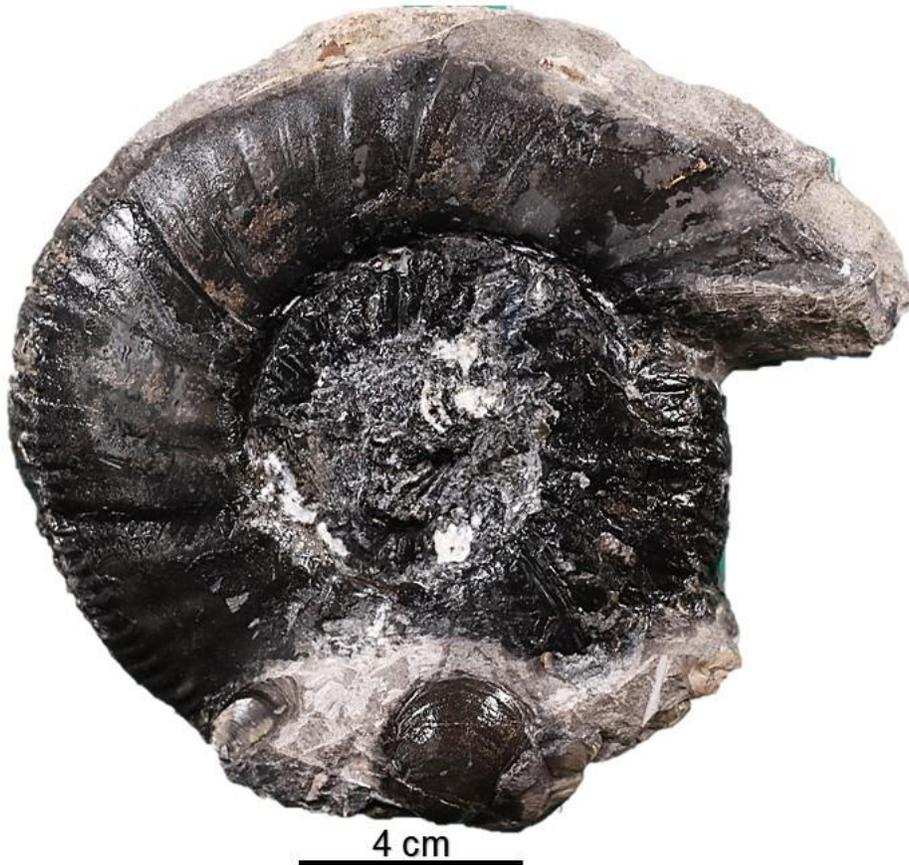


Figura 37.- *Orthosphinctes*

Ejemplar. LP.UASLP.TMNL.1000-2

Phylum: Brachiopoda Cuvier, 18050

Clase: Rhynchonellata Williams *et al.*, 1996

Orden: Rhynchonellida Kuhn, 1949

Familia: Basiliolidae Cooper, 1959

Género: Lacunosella Wisniewska, 1932

Especie: *Rhynchonella lacunosa* Schlotheim, 1813

38a.- Vista anterior de la valva pedicular, 38b.- vista lateral de la comisura, 38c.- vista posterior del foramen pedicular.

Descripción: Molde completo de la concha de un braquiópodo. Las valvas son distintas con 10 costillas concéntricas delgadas, poco pronunciadas y separadas por intervalos planos. La concha es ovalada ligeramente comprimida con la región anterior más grande que la posterior, con una comisura puntiaguda.

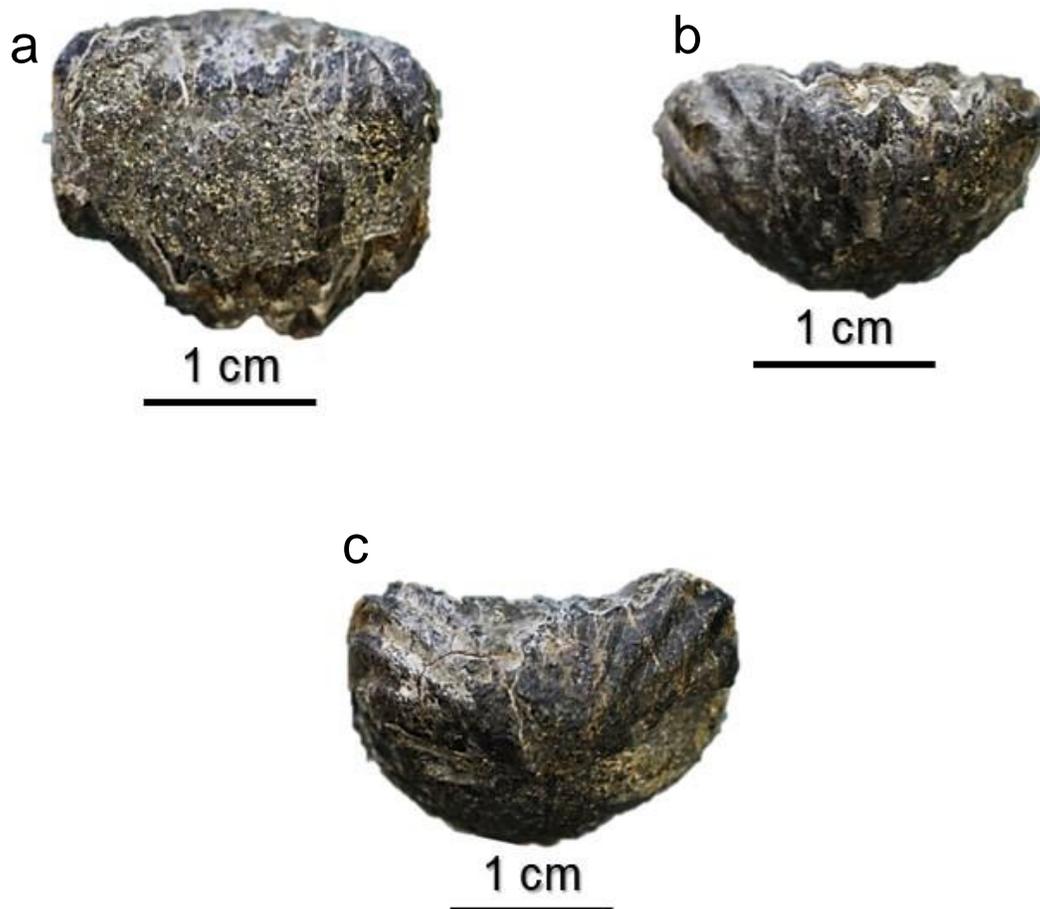


Figura 38.- *Rhynchonella lacunosa*

2.2 Identificación taxonómica del material paleontológico del perfil Potreros del Llano

Ejemplar. LP.UASLP.RQSLP.600-2

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Belemnitida Zittel, 1895

Familia: Belemnitidae d'Orbigny, 1845

Género: *Belemnites* Lamarck, 1799

Especie: *sp.*

39a.- Vista lateral del fragmocono, 39b.- Vista anterior longitudinal del peristoma y el alveolo, 39c.- Vista posterior del peristoma con estructuras circundantes a la parte cortical externa, 39d.- Ampliación del peristoma con su alveolo y la parte cortical externa en color oscuro.

Descripción: Molde completo fragmentado de la concha de un cefalópodo belemnites, fragmocono. La vista externa esta ligeramente intemperizada, dividido en tres segmentos, el fragmocono es alargado, cilíndrico y sub oval, en corte ventral se observan los anillos de crecimiento, así como el alveolo, además de la zona cortical diferenciada por una tonalidad más oscura, presenta un surco que enrolla al fragmocono.

Lámina 14

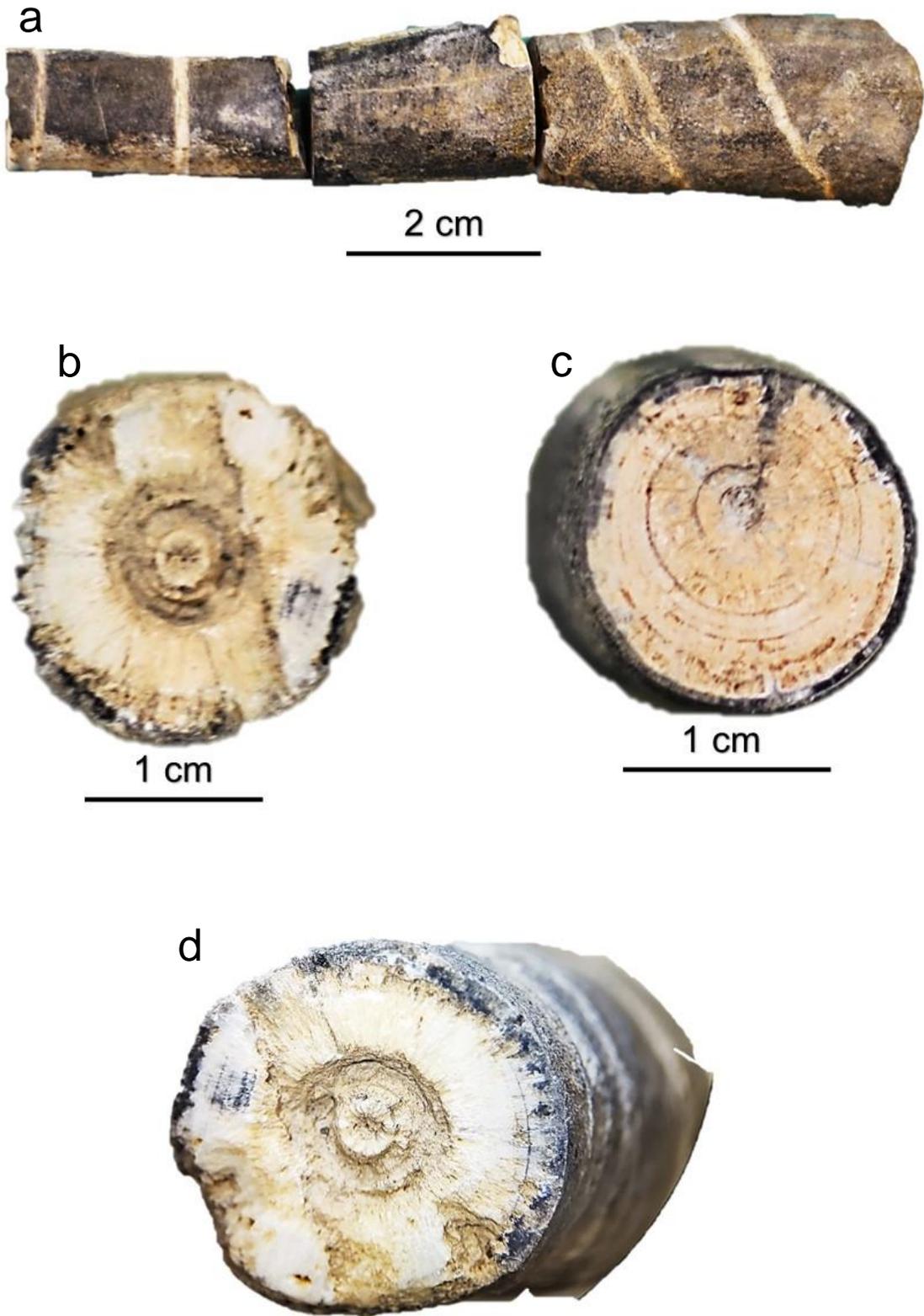


Figura 39.- Belemnites

Ejemplar. LP.UASLP.RQSLP.700-1

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt, 1889

Familia: Neocomitidae Salfeld, 1921

Género: *Kossmatia* Uhlig

Especie: *Kossmatia purisima* Verma y Westermann, 1973

Tabla 17.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP. RQSLP. 700-1

Diámetro total	9.5 cm
Radio	
Altura máxima del giro	3.02 cm
Altura mínima del giro	
Diámetro umbilical	4.34 cm
Diámetro máximo del giro	2.2 cm
Diámetro mínimo del giro	1.245 cm

40a. Vista umbilical anterior en donde se muestra con flechas rojas la altura del giro y con flechas azules la ornamentación, 40b. Vista umbilical posterior marcado con flechas verdes el diámetro umbilical y con líneas naranjas los anillos de conexión que dividen al organismo en cuatro segmentos, 40c. Vista ventral oral con el vientre marcado en azul, el flanco en rojo y el dorso en amarillo, 40d. Vista ventral aboral con la ornamentación marcada con flechas rojas.

Descripción: Molde completo de la concha de un cefalópodo ammonite, flanco izquierdo y derecho. La vista externa del flanco es amplia, de ombligo amplio cubierto de sedimento compacto y con un segmento faltante. La concha es plana ligeramente evoluta, el espiral interior es algo elíptico descomprimido observado en sección trasversal, mientras que el espiral exterior se vuelve subcirculares comprimidos. El espiral más externo del fragmocono esta moderadamente comprimido de sub rectangular a sub trapezoidal con un venter débilmente redondeado y una pared umbilical empinada. La ornamentación consiste en nervaduras regularmente espaciadas que surgen debajo del hombro umbilical. Desde el rursiradiate en el hombro umbilical, las costillas se vuelven rectiradiate y se bifurcan en la mitad del flanco, en el venter las secuencias se proyectan fuertemente formando chevrones. Se produce debilitamiento en las costillas a la mitad del nervio.

Lámina 15

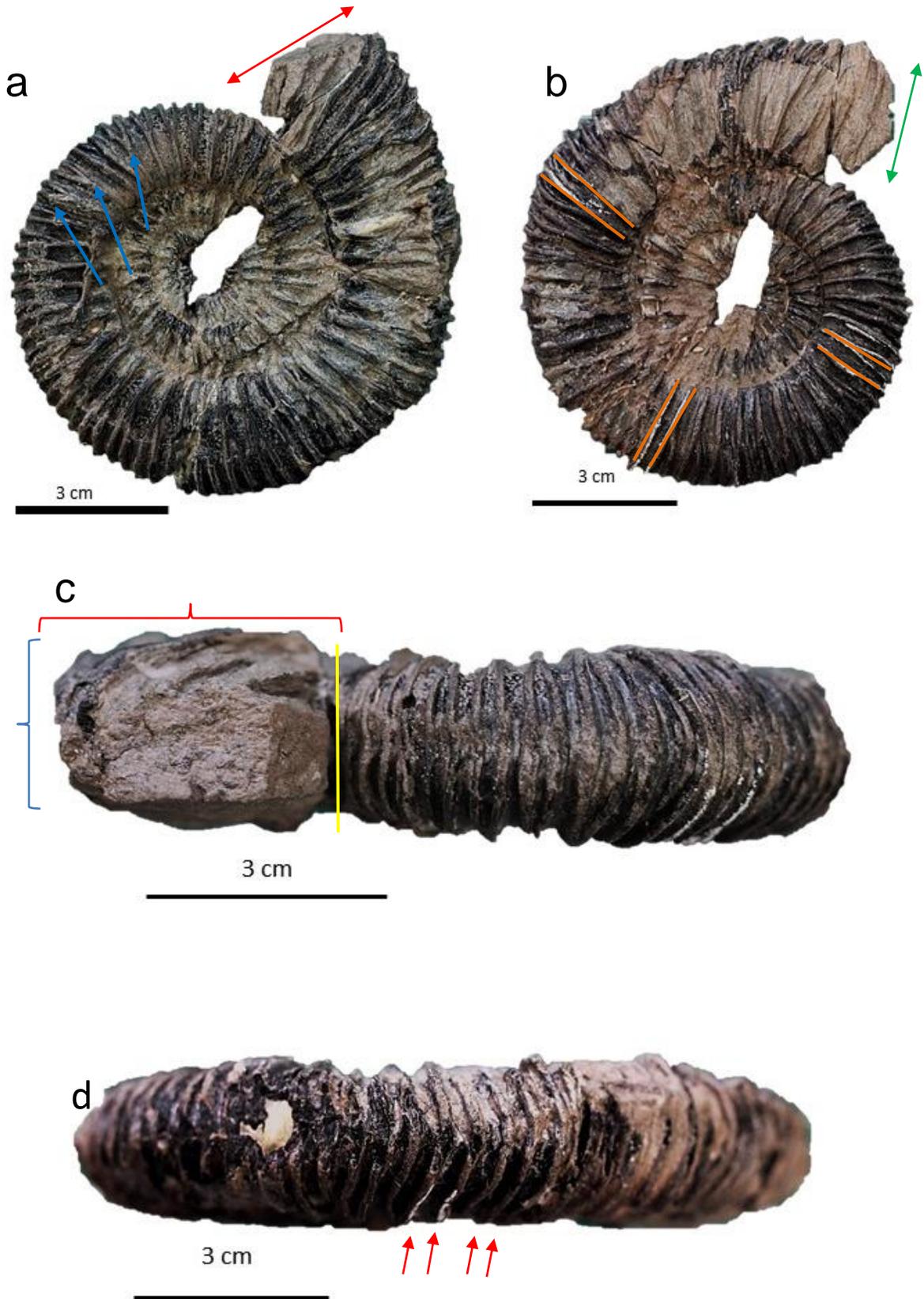


Figura 40.- *Kossmatia purissima*

Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-2

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt, 1889

Familia: Perisphinctidae Steinmann, 1890

Género: *Aulacosphinctoides* Spath, 1924

Especie: *A. lauri* Aguilera

Tabla 18.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP. RQSLP. 700-2

Diámetro total	5.7 cm
Radio	3.4 cm
Altura máxima del giro	2.49 cm
Altura mínima del giro	1.8 cm
Diámetro umbilical	1.89 cm
Diámetro máximo del giro	1.49 cm
Diámetro mínimo del giro	0.98 cm

41a.- vista lateral del flanco izquierdo, 41b.- vista lateral del flanco derecho, 41c.-vista ventral, 41d.- vista longitudinal del lomo, 41e.- acercamiento que muestra el sifúnculo, 41f.- mayor acercamiento al sifúnculo.

Descripción: Mitad del molde de la concha de un cefalópodo ammonite, flanco izquierdo y derecho. La vista externa del flanco es semi amplia ligeramente convexa de ombligo medio cubierto por sedimento compacto. La superficie esta ligeramente intemperizada con una ligera cobertura de sedimento. Presenta ornamentación simple en forma de costillas, de las cuales la mayoría se bifurca a la mitad de altura del borde de la periferia exterior. La concha es dividida por cuatro constricciones (costillas dobles), en la zona del lomo las costillas se presentan en posición semi paralelas. La vista interna muestra las diferentes cámaras llenas por cuarzo y/o calcita. Se realizó un acercamiento a una de las cámaras internas para detallar la presencia del sifúnculo y como éste recorre a lo largo de las demás cámaras.

Lámina 16

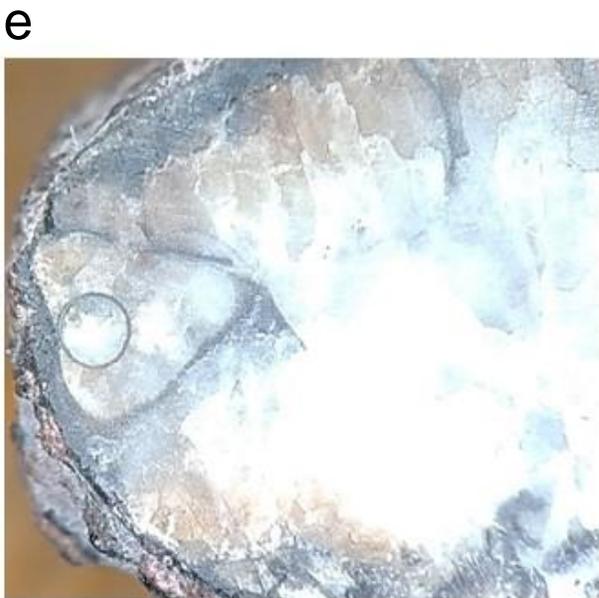
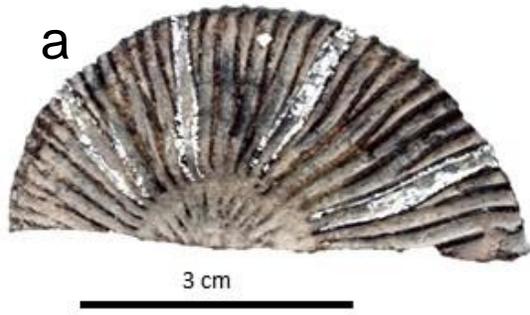


Figura 41.- *Aulacosphinctoides lauri*

Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-3a

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Orden: Ammonitida Hyatt, 1889

Familia: Acanthoceratidae Grossouvre, 1894

Género: Romaniceras Spath, 1923

Especie: *Kossmatia bifurcata* Aguilera, 1895

Tabla 19.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP. RQSLP. 700-3a

Diámetro total	4.18 cm
Radio	2.63 cm
Altura máxima del giro	2.03 cm
Altura mínima del giro	1.58 cm
Diámetro umbilical	1.41 cm
Diámetro máximo del giro	1.56 cm
Diámetro mínimo del giro	0.96 cm

42a.-Vista dorso ventral del flanco izquierdo, 42b.- Vista dorsal, 42c.- Vista de la apertura y el vientre.

Descripción: Molde completo de un cefalópodo ammonite, flanco izquierdo y derecho. La vista externa del flanco es amplia, plana de ombligo estrecho, el flanco izquierdo con remanentes de sedimentos bien compactados. La concha es plana comprimida y moderadamente involuta, presenta ornamentación simple en forma de costillas que se bifurcan hacia la parte ventral a 1/3 de la parte superior del borde de la periferia exterior, la ornamentación en la sección del vientre y el lomo es en forma de v.

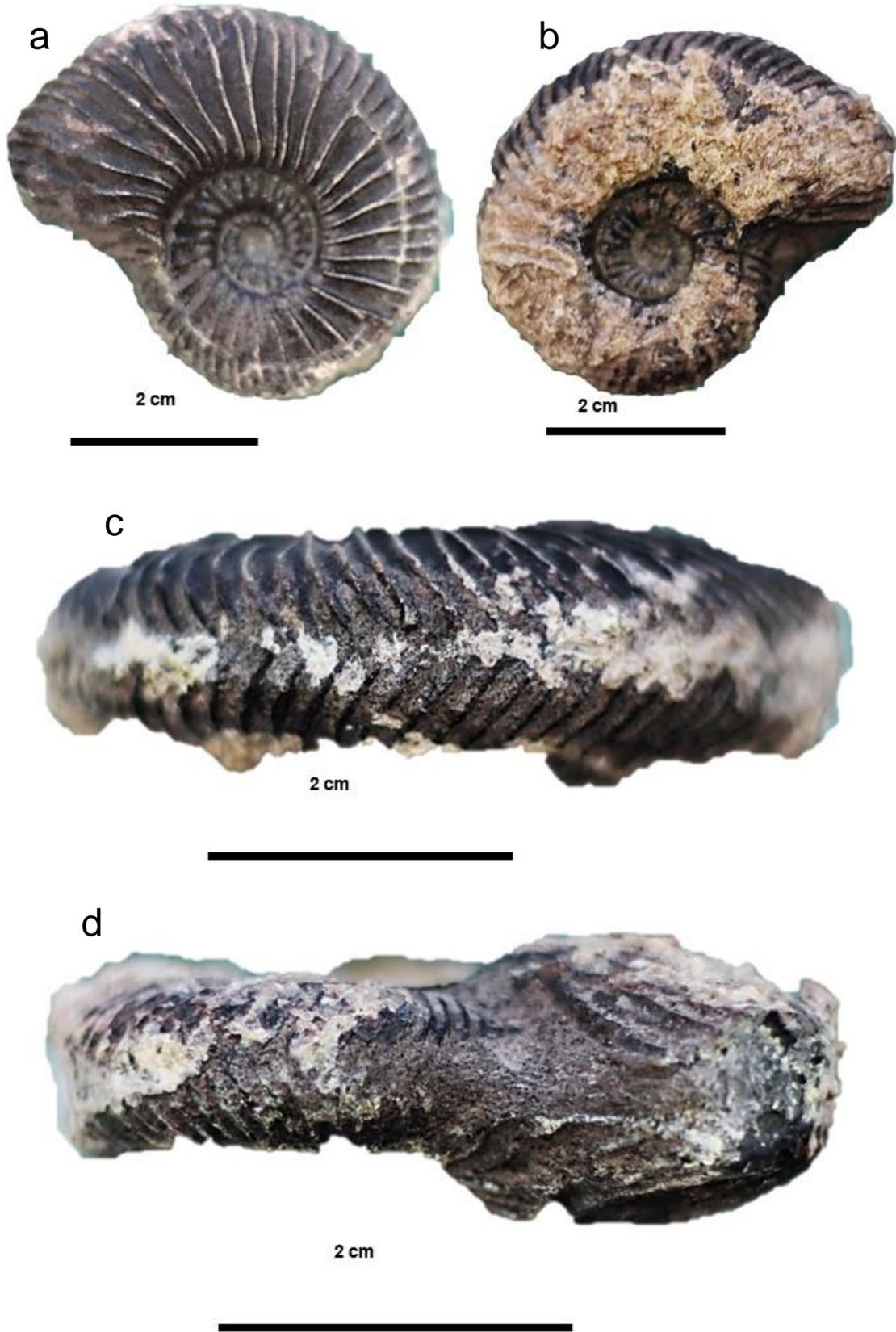


Figura 42.- *Kossmatia bifurcata*

Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-3b

Tabla 20.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP. RQSLP. 700-3b

Diámetro total	3.79 cm
Radio	2.22 cm
Altura máxima del giro	1.38 cm
Altura mínima del giro	
Diámetro umbilical	
Diámetro máximo del giro	1.05 cm
Diámetro mínimo del giro	

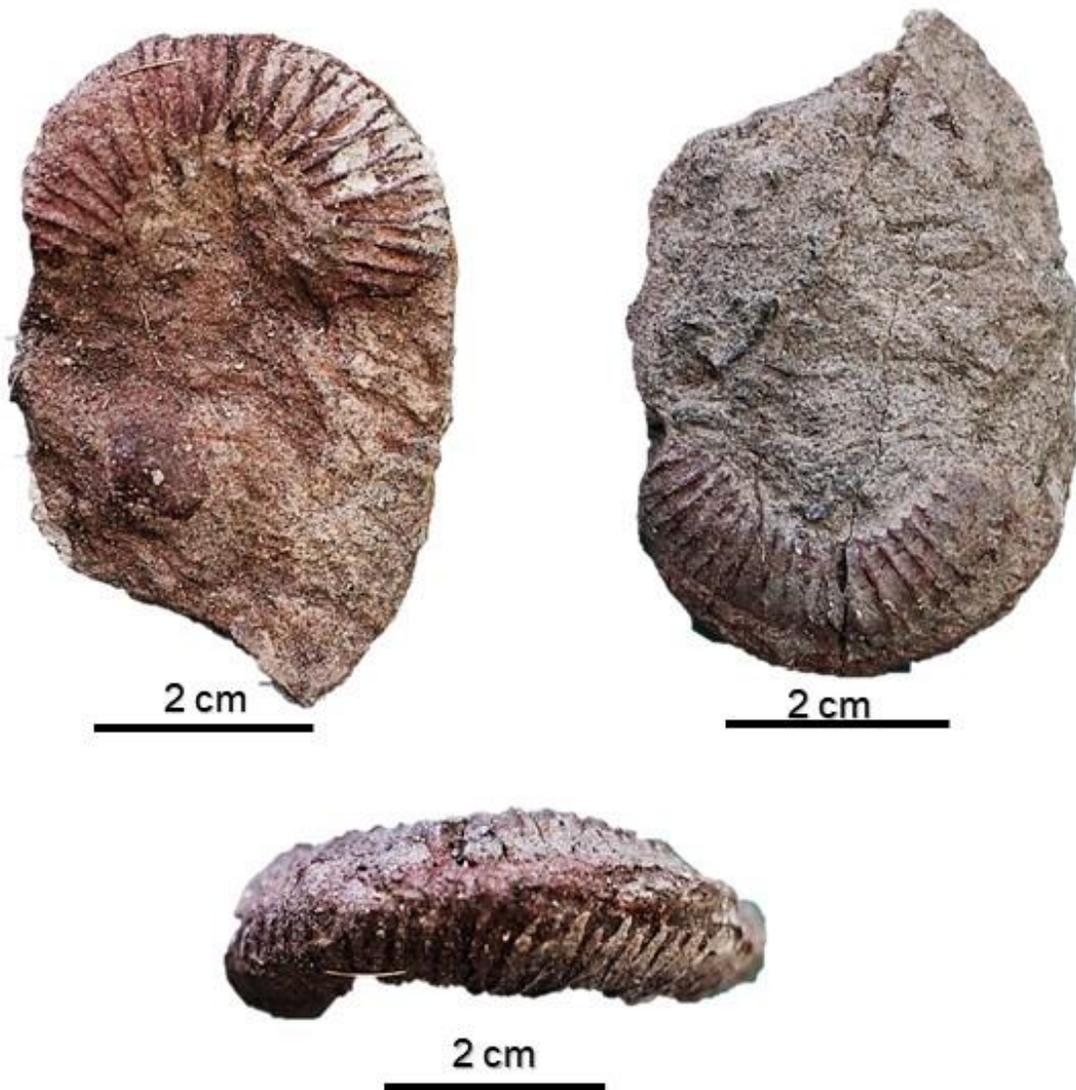


Figura 43.- Kossmatia bifurcata

Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-3c

Tabla 21.- Datos morfométricos estadísticos del ejemplar LP. UASLP. RQSLP. 700-3c

Diámetro total	4 cm
Radio	1.91 cm
Altura máxima del giro	1.35 cm
Altura mínima del giro	
Diámetro umbilical	
Diámetro máximo del giro	1.26 cm
Diámetro mínimo del giro	

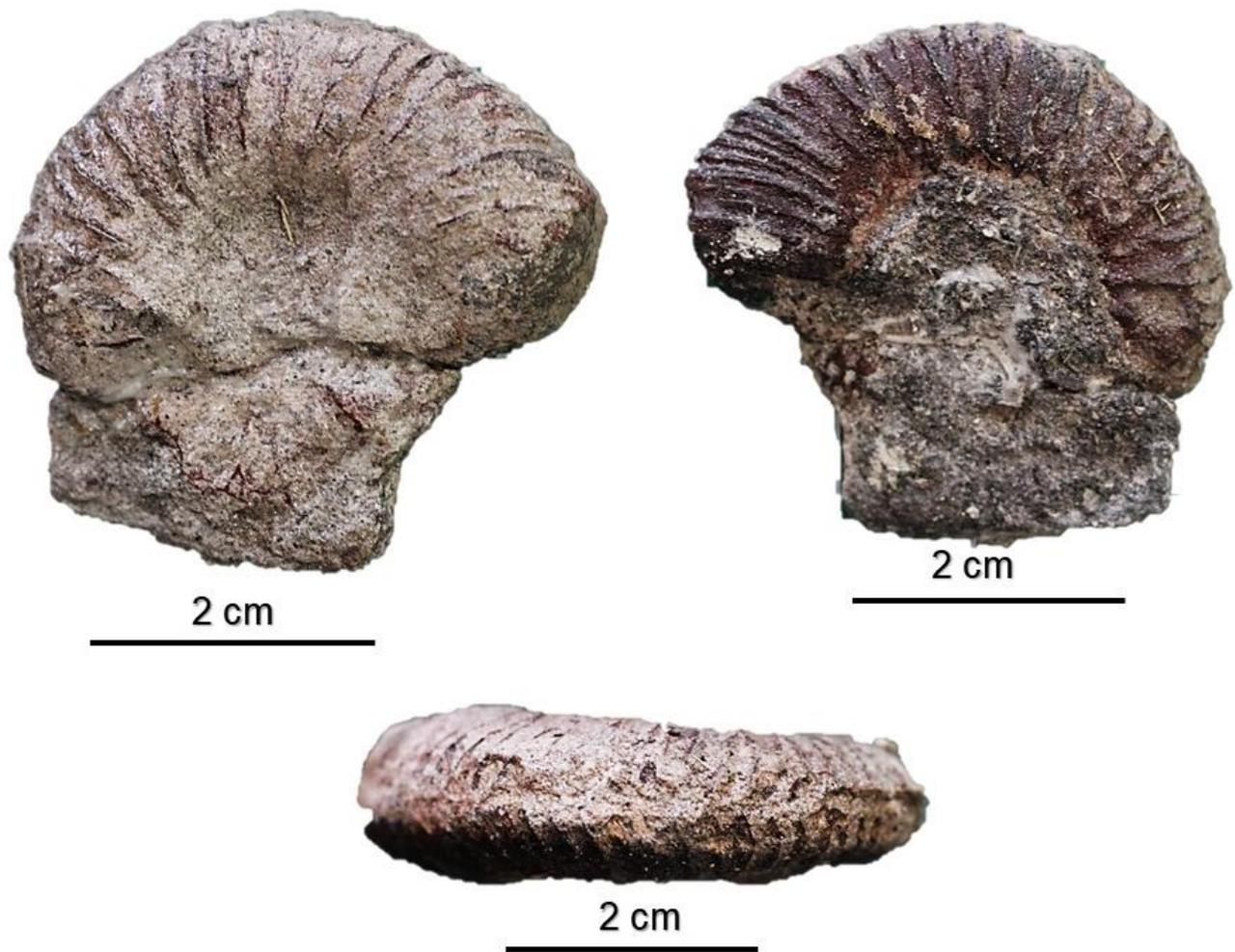


Figura 44.- Kossmatia bifurcata

Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 700-14a

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Cephalopoda Cuvier, 1797

Familia: *Aptychus* von Meyer, 1831

Género: *A. mexicanus*

Especie: *sp.*

45a.- vista anterior de la valva ,45b.- vista posterior de la valva, 45c.- vista longitudinal lateral anterior, 45d.- vista longitudinal lateral posterior.

Descripción: Molde completo de la valva de un cefalópodo. La vista externa es amplia ligeramente intemperizada. La valva es de forma sub triangular, ligeramente convexa, el borde de unión es recto, borde anterior cóncavo cercano al ángulo anterior enlazado al borde externo mediante una curva, borde externo redondeado. La cara interna es cóncava provista de estrías longitudinales concéntricas, la cara externa es ligeramente convexa presentando perforaciones muy finas en forma de poros ovalados.

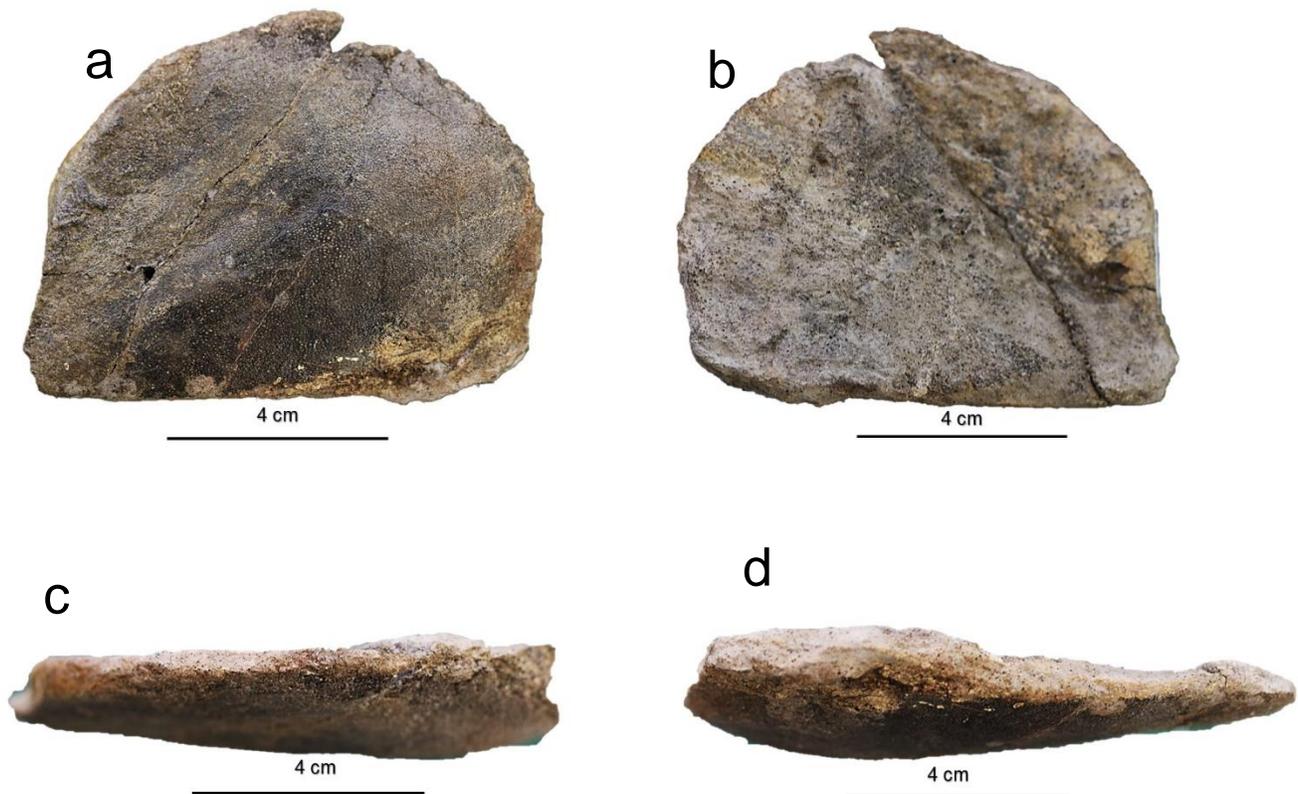


Figura 45.- *Aptychus mexicanus*

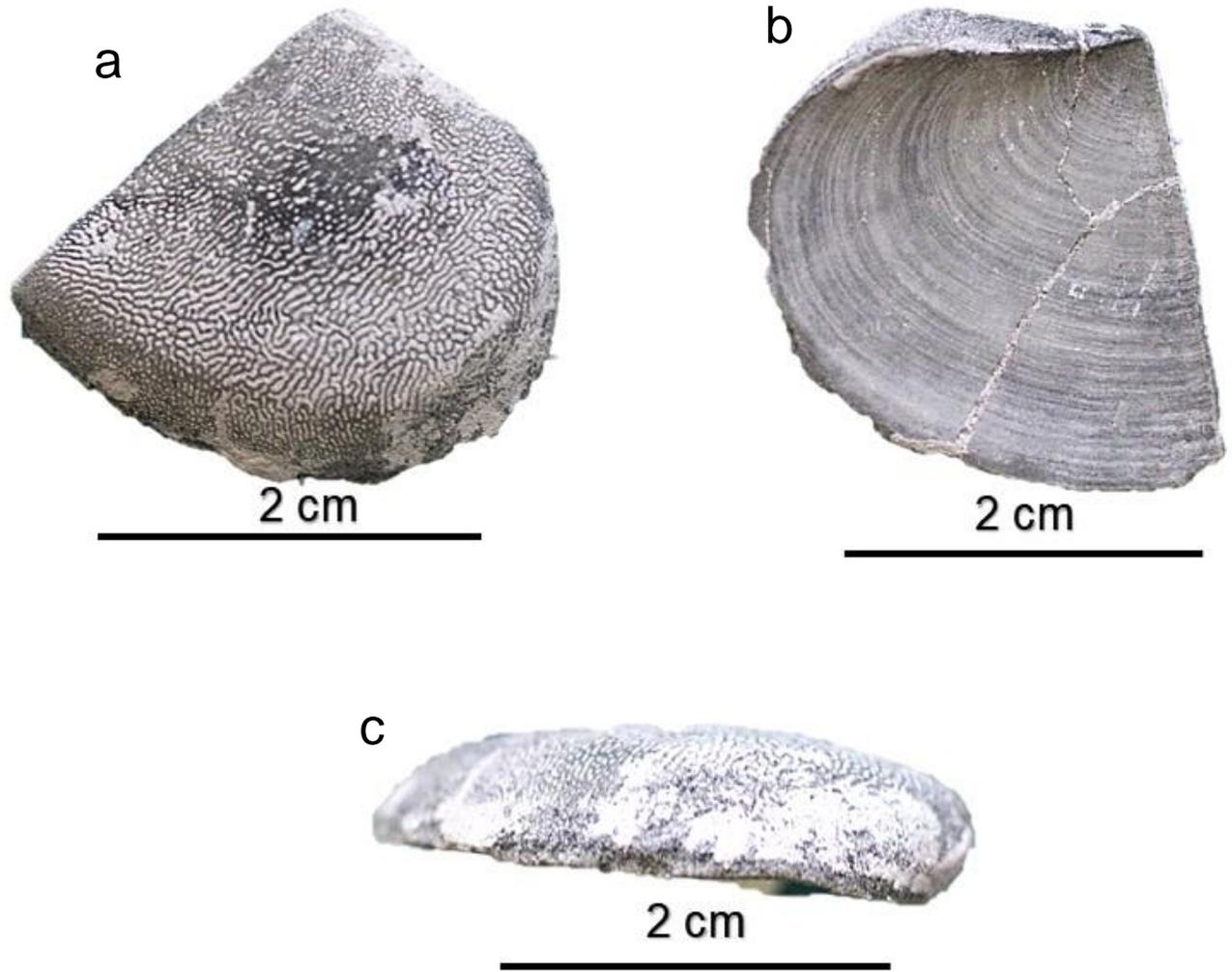


Figura 46.- *Aptychus mexicanus*

Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 800-1

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Gasterópoda Cuvier, 1797

Familia: Vermetidae Rafinesque, 1815

Género: *Vermetus* Daudin, 1800

Especie: *sp.*

47a.-vista frontal de la mitad expuesta de la concha

Descripción: Molde completo con solo la mitad expuesta de la concha de un molusco gasterópodo, flanco derecho. La vista externa del flanco es limitada por los sedimentos que lo envuelven. La superficie esta ligeramente intemperizada, el caparazón consta de un tubo aislado que está cementado y enrollado en espiral solo en su parte apical y recto a partir de entonces, prácticamente liso, con ligeras marcas de ornamentación formadas por etapas simples de crecimiento.

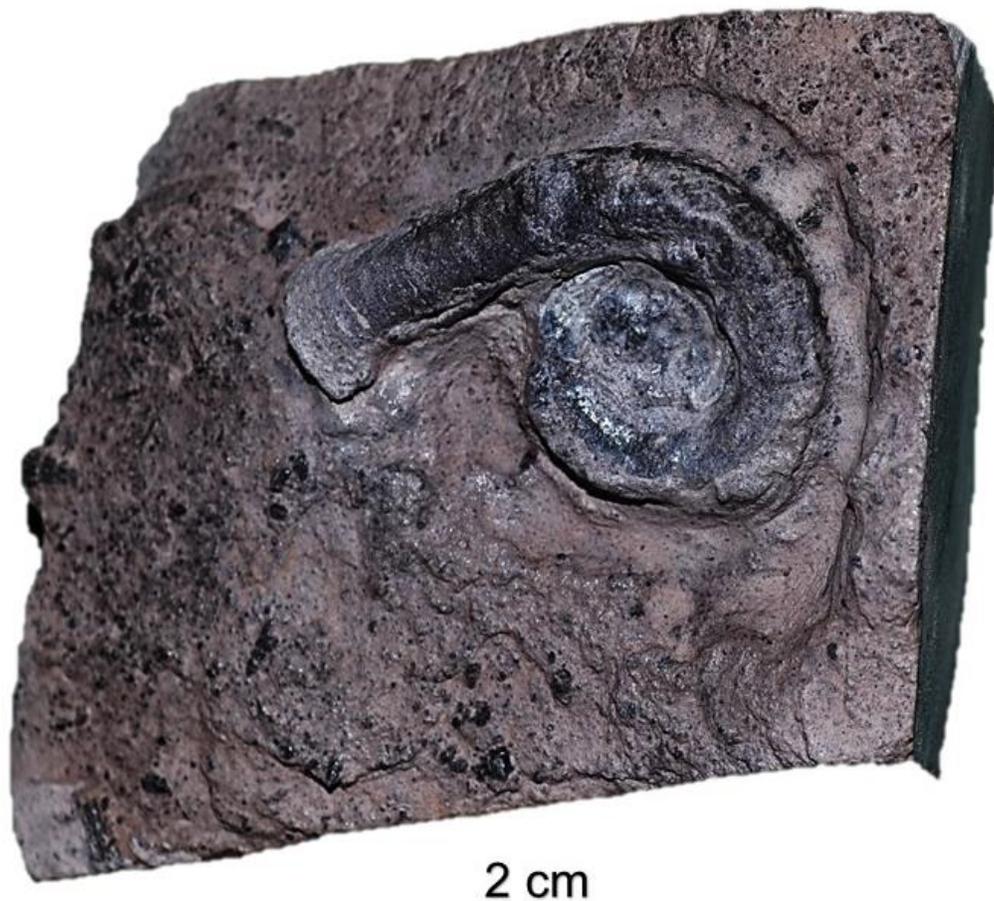


Figura 47.- *Vermetus*



1 cm



1 cm



1 cm



1 cm



Figura 48.- *Vermetus*

Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 800-3

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Gasterópoda Cuvier, 1797

Orden: Murchisoniina Cox y Knight, 1960

Familia: Loxonematidae Koken, 1889

Género: *Loxonema* Phillips, 1841

Especie: *sp.*

49a.-Vista ventral de la concha, 49b.- vista dorsal de la concha, 49c.- vista anterior adapical del eje, 49d.-vista posterior abapical del eje.

Descripción: Molde interno de la concha de un molusco gasterópodo, completo, conispiral hipertrófica. El cono presenta tres vueltas en la espiral sobre la vuelta de la apertura, la espiral ocupa el 80% del total del organismo dejando solo el 20% a la habitación, o última vuelta, presenta una apertura diestra semicircular, el ápice está fracturado, las vueltas son semicirculares y sutura marcada, sin ornamentación.

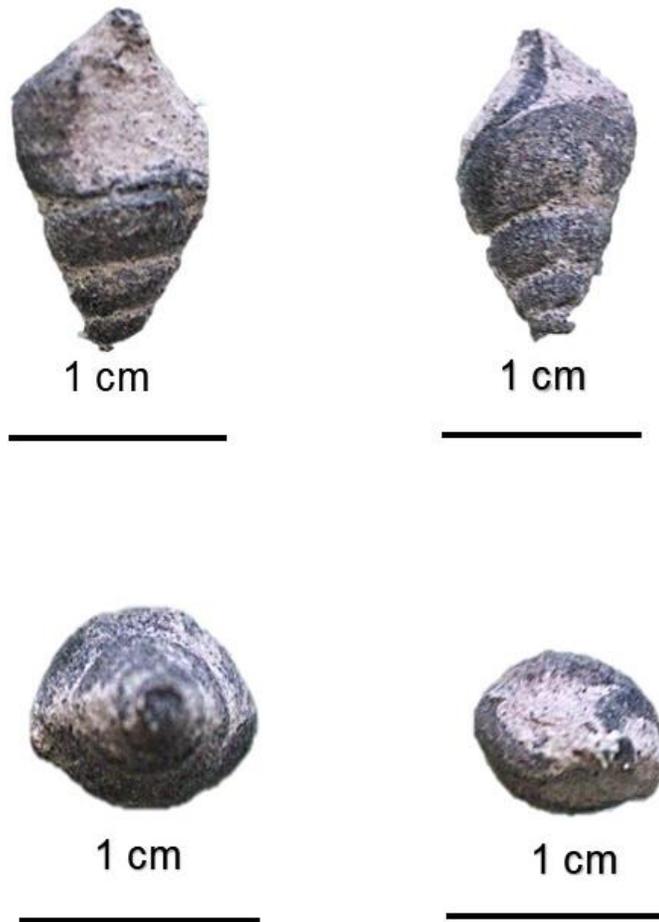


Figura 49.- *Loxonema*

Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 900-1

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Bivalvia Linnaeus, 1758

Orden: Lucinida

Familia: Lucinidae Fleming, 1828

Género: *Lucina* Bruguière, 1797

Especie: *Lucina potosina* Castillo y Aguilera, 1895

50a-Vista lateral derecha, 50b.-vista lateral izquierda, 50c.-vista dorsal ,50d.-vista ventral.

Descripción: Molde de la concha de un molusco bivalvo, entero, las valvas son similares, presenta láminas concéntricas de crecimiento, concha ovalada ligeramente comprimida inequilátera, región ventral de mayor tamaño que la región dorsal. Lúnula bien desarrollada y profunda, área del escudete ligeramente estrecha, profunda y alargada. Umbones subcentrales, contiguos y ligeramente orientados a la región ventral.

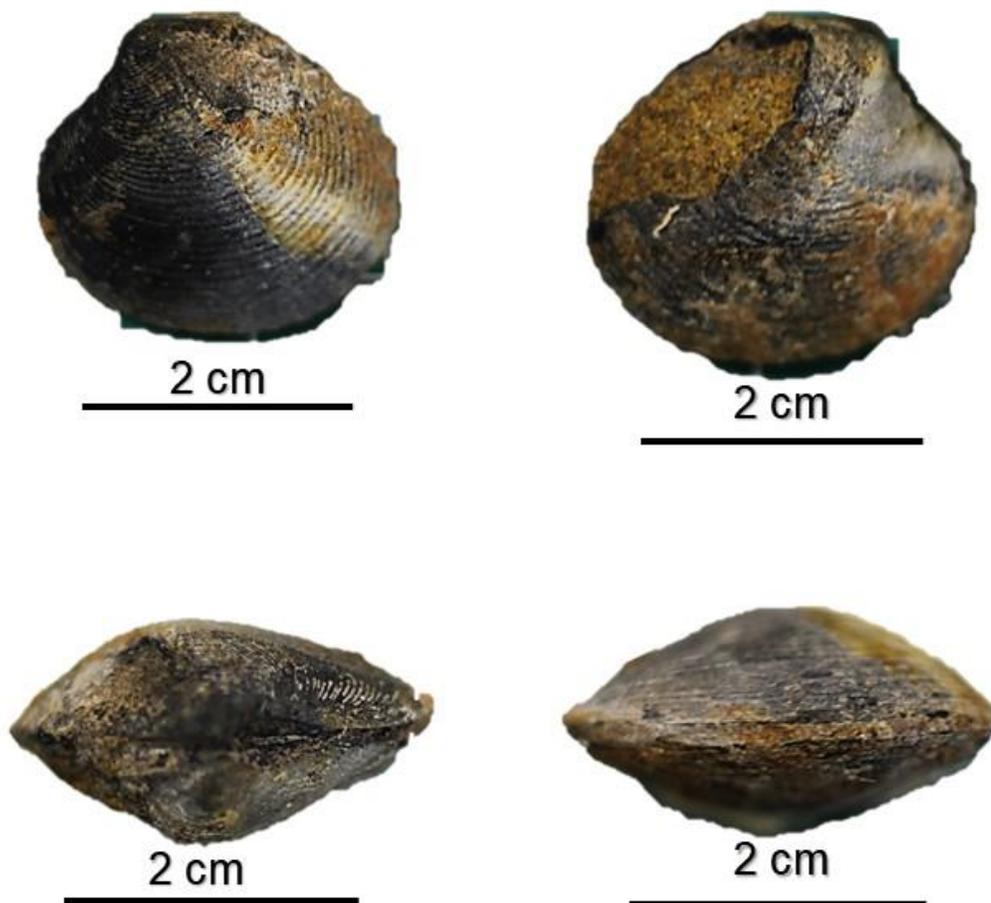


Figura 50.- *Lucina potosina*

Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 900-2

Phylum: Mollusca Linnaeus, 1758

Clase: Bivalvia Linnaeus, 1758

Orden: Pholadida Gray, 1854

Familia: Pleuromyidae Dall, 1900

Género: Pleuromya Agassiz, 1842

Especie: *Pleuromya inconstans* Castillo y Aguilera, 1895

51a-Vista lateral derecha, 51b.-vista lateral izquierda, 51c.- vista ventral, 51d.- vista dorsal.

Descripción: Molde de la concha de un molusco bivalvo, entero, las valvas son similares, presenta láminas concéntricas de crecimiento, concha inequilátera de forma ovalada-triangular, región dorsal poco desarrollada, sumamente pequeña comparada con la región ventral, excavada por debajo de los umbones, con una extremidad oblicuamente truncada y saliente en la parte inferior. Umbones situados a un tercio de la zona anterior de la concha, en posición subcentral, anchos, ligeramente convexos.

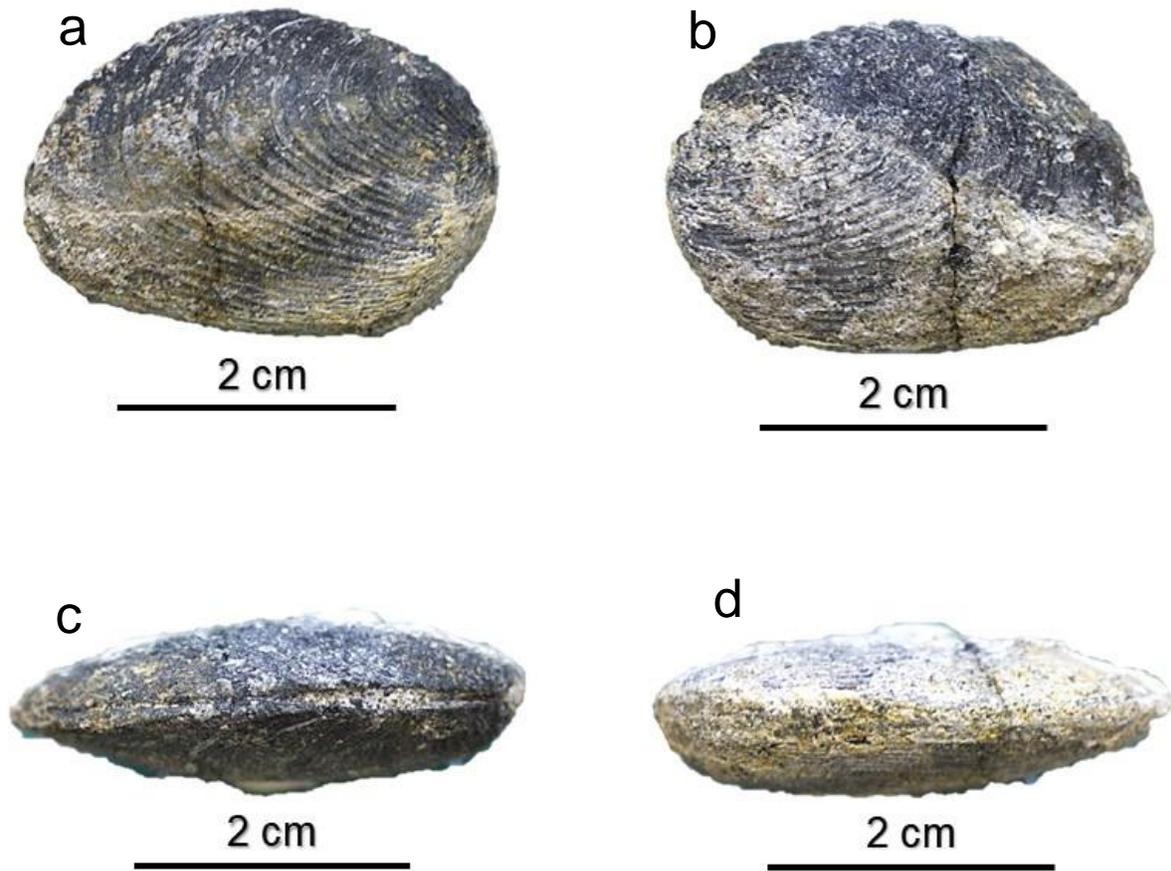


Figura 51.- *Pleuromya inconstans*

Ejemplar. LP. UASLP. RQSLP. 1000-1

Phylum: Brachiopoda Cuvier, 18050

Clase: Rhynchonellata Williams *et al.*, 1996

Orden: Rhynchonellida Kuhn, 1949

Familia: Basiliolidae Cooper, 1959

Género: Lacunosella Wisniewska, 1932

Especie: *Rhynchonella lacunosa* Schlotheim, 1813

52a.- Vista anterior de la valva pedicular, 52b.- vista lateral de la comisura, 52c.- vista posterior de la valva braquial, 52d.- vista lateral de la concha.

Descripción: Molde completo de la concha de un braquiópodo. Las valvas son distintas con 8 costillas concéntricas delgadas, poco pronunciadas y separadas por intervalos planos. La concha es ovalada ligeramente comprimida con la región anterior más grande que la posterior, con una comisura puntiaguda.

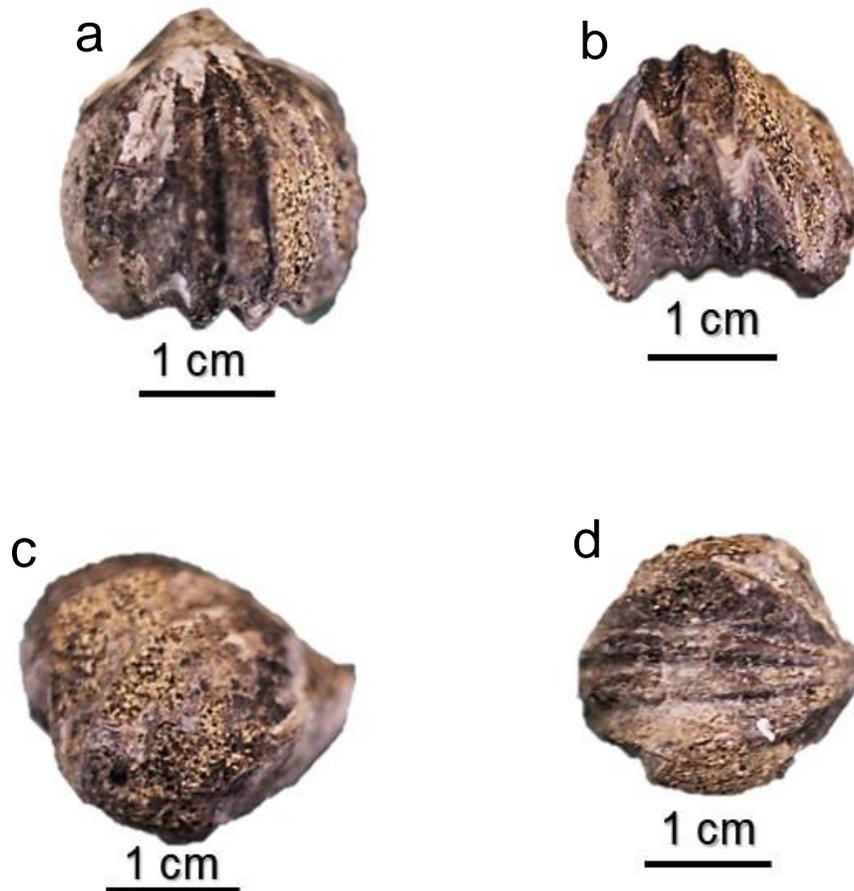


Figura 52.- *Rhynchonella lacunosa*

CAPÍTULO 3. CORRELACIONES BIOESTRATIGRÁFICAS Y DE FACIES

La fauna fósil del Jurásico Tardío presente en las localidades Taponá Moreña, Nuevo León y Real de Catorce, San Luis Potosí, después de haber realizado una identificación y catalogación se obtuvo como resultado la presencia de quince géneros distintos, de entre los cuales se encontraron algunos braquiópodos, bivalvos, gasterópodos y cefalópodos, siendo esta última la fauna más numerosa. Después, al realizar un análisis comparativo de la fauna fósil de ambas localidades se entregó una correspondencia de al menos tres géneros diferentes, (Figura 53) marcadas en negro, de los cuales dos son cefalópodos (*Kossmatia bifurcata* y *Belemnites*), además de un braquiópodo (*Rhynchonella lacunosa*). De este modo la relación faunística en tiempo y espacio entre las formaciones La Caja y La Casita en el aspecto paleontológico es viable.

Mientras que, en el aspecto sedimentario, se realizó un estudio mediante secciones medidas (Anexo 1), el cual, consistió de la identificación detallada del contenido litológico, así como paleontológico, que dio como resultado la identificación de tres litofacies comunes en ambas localidades: 1) lutitas fosfatadas, 2) caliza nodular y 3) lutitas carbonosas. Siendo así otro punto a favor del aspecto correlacionable entre las Formaciones La Caja y La Casita. De esta forma se marca la pauta para complementar la propuesta de correlacionar las Formaciones La Caja y La Casita, mediante fundamentos litológicos y paleontológicos, los cuales marcaron una amplia similitud en casi todos los aspectos sedimentarios que se abordaron en esta investigación, solo se encontraron variaciones muy sutiles en los modelos de sedimentación, tales como la potencia de los sedimentos, siendo mucho mayor en la localidad de Taponá Moreña, alcanzando medidas que sobrepasan los 600m. El otro aspecto que se encontró como variación fueron los nódulos y concreciones, y aunque los nódulos no son identificados como pruebas de la sedimentación por su origen diagenético posterior a la depositación original, se encontraron un tipo de concreción (de bola armada) en la localidad de Taponá Moreña (Fm. La Casita), que si son característicos o diagnósticos de ambientes con mayor energía, en comparación con la localidad de Potrero del Llano (Fm. La Caja) de menor energía.

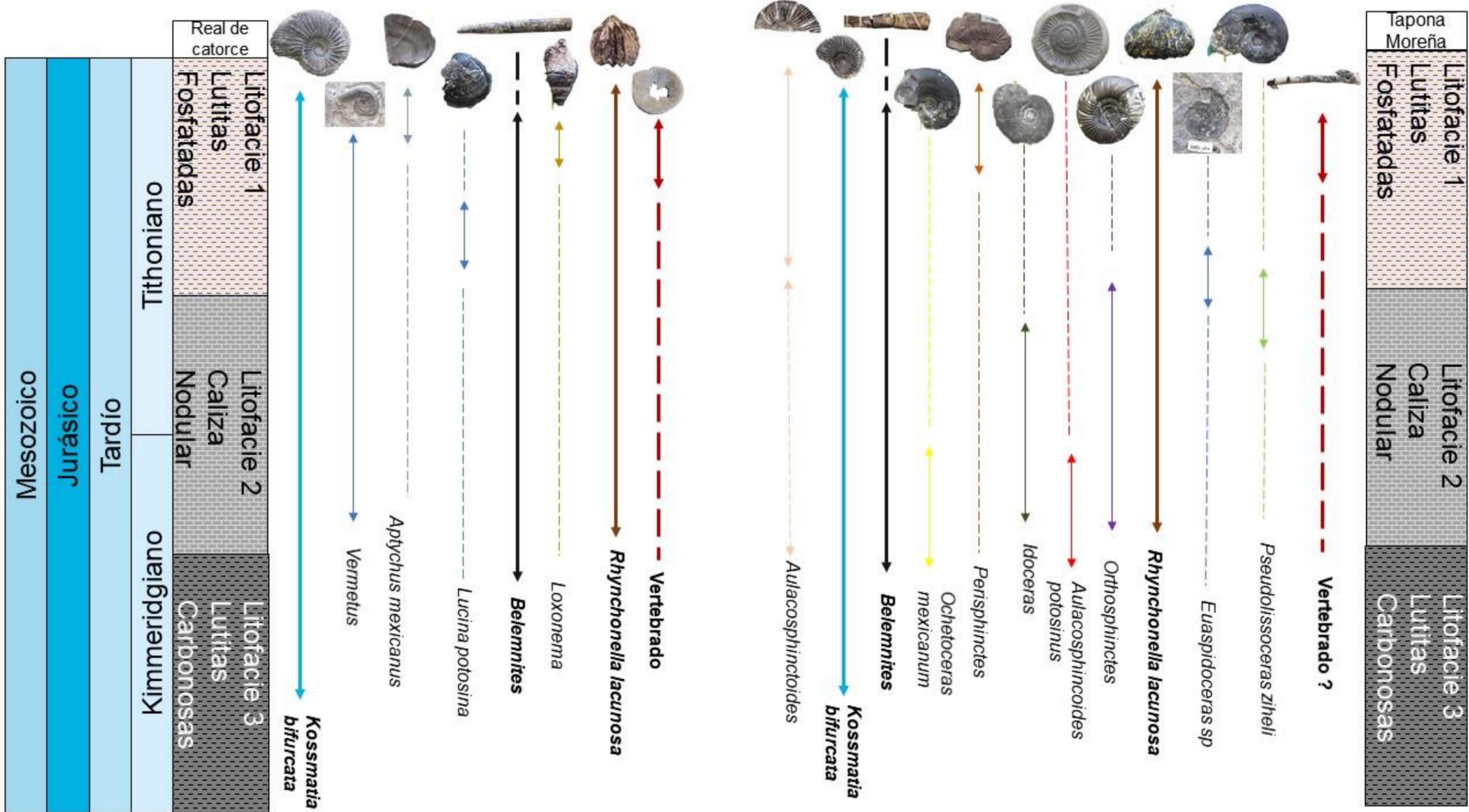


Figura 53.- Biofacies de las localidades Real de Catorce, San Luis Potosí y Tapona Moreña, Nuevo León

La composición de los cuerpos concrecionarios es muy diversa: pueden ser de la misma naturaleza que la roca en la que están englobados, estar constituidos por alguno de los componentes minoritarios de la misma o, en raras ocasiones, presentar una composición totalmente diferente y ajena al encajonante (Torrijo 2010).

El objetivo básico de la mayoría de estos trabajos es científico, por lo tanto, el estudio de los cuerpos concrecionarios facilita la reconstrucción de la historia geológica de las rocas en que aparecen. Sin embargo, el conocimiento del mecanismo de movilización de los materiales constituyentes de estas estructuras, momento de emplazamiento y factores genéticos, resultan de suma utilidad para la reconstrucción del entorno y los condicionantes diagenéticos de una formación geológica, (la diagénesis corresponde al proceso que, mediante cambios fisicoquímicos, transforma un depósito sedimentario en una roca consolidada) (Torrijo 2010).

Tabla 22.- Diferencias entre concreciones y nódulos

	CONCRECIÓN	NÓDULO
ORIGEN	Dianético	
COMPOSICIÓN	Similar o distinta a la de la roca encajonante	Distinta a la roca encajonante
NÚCLEO	Con núcleo	Sin núcleo
ZONACIONES	Con zonaciones internas	Sin zonaciones internas
FORMA	Esférica, subesférica o discoidal	Ovoide
FORMACIÓN	Formado en los poros de la roca encajonante por precipitación desde soluciones intersticiales y/o por difusión en estado sólido a través de la misma.	

Descripción Figura 54: La acumulación de materia alrededor de un núcleo o sobre una superficie genera cuerpos concrecionarios de formas caprichosas altamente variantes en su forma y contenido, de las cuales sólo se presentarán algunos ejemplos colectados en los afloramientos del Jurásico de la localidad Taponá Moreña, Nuevo León. Arriba, concreción carbonatada de óxidos de hierro. Se observa un núcleo bien definido y una zonación muy bien desarrollada en capas concéntricas subcirculares. En el centro, concreción carbonatada de óxidos de hierro, con un núcleo bien definido y una zonación muy bien desarrollada en capas concéntricas subovales. Abajo nódulo sin núcleo aparente, sin zonaciones internas remarcadas.

Descripción Figura 55: Acumulación de materia alrededor de un núcleo o núcleos formando cuerpos concrecionarios de una gran variedad de formas y tamaños. Arriba se muestra una concreción de lutitas margas con vetillas de calcita y con un núcleo no concéntrico, en este caso fósil (Ammonite), de forma ovoide y zonaciones internas muy tenues. En el centro concreción con varios núcleos, determinada como bola armada, presentan varios núcleos fósiles que se unieron en una sola estructura, con zonaciones internas irregulares no concéntricas. Abajo concreción de lutita marga con núcleo concéntrico fósil (Ammonite) de forma discoidal con zonaciones internas ligeramente marcadas.

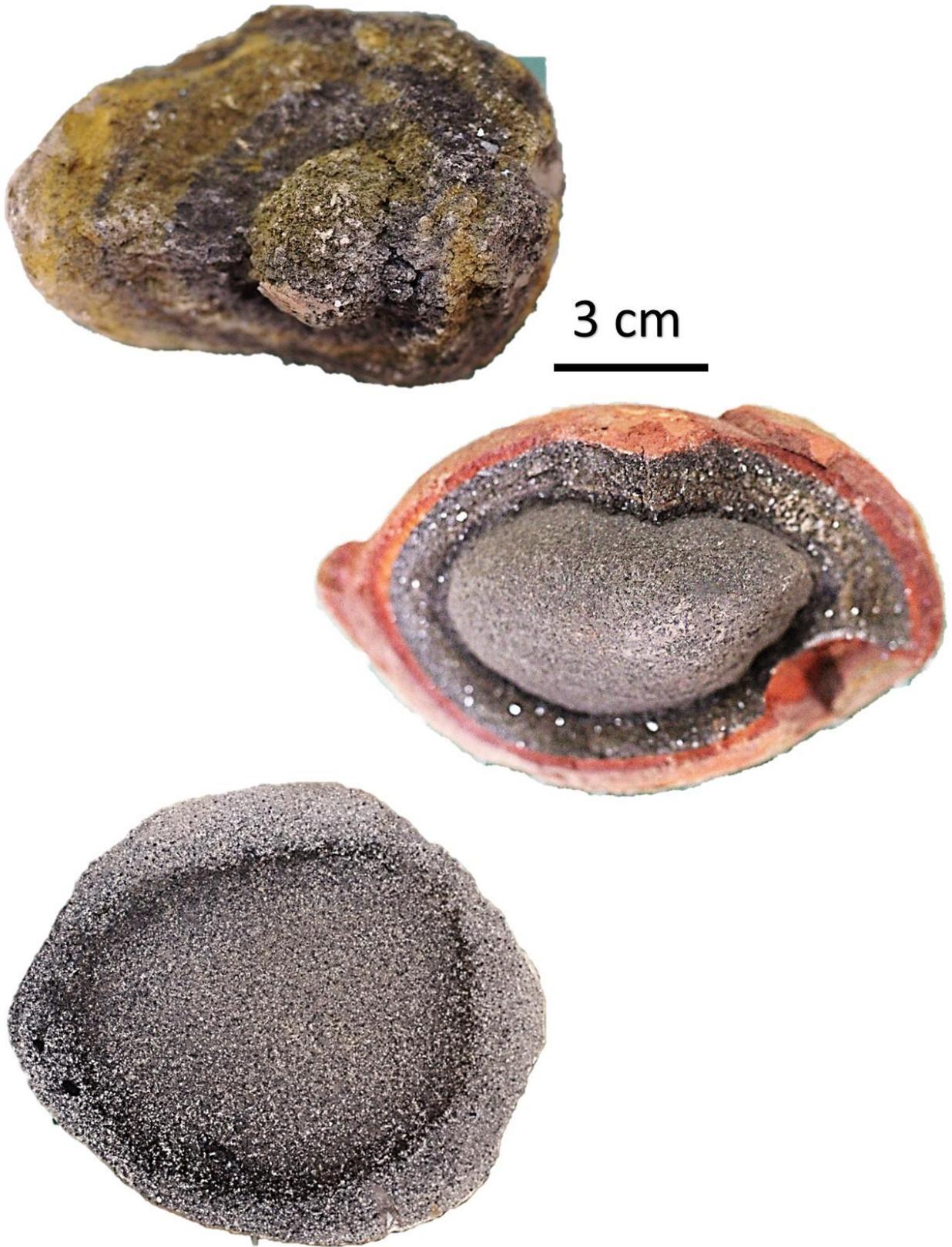


Figura 54.- Nódulos



Figura 55.- Concreciones

Capítulo 4. Interpretación de los ambientes sedimentarios de las Formaciones La Caja y La Casita en la Cuenca Mesozoica del centro de México y la subcuenca de Dr. Arroyo.

La interpretación de los ambientes sedimentarios de las Formaciones La Caja y La Casita denotadas dentro de las zonas de estudio se ha tratado en diferentes localidades a lo largo del tiempo y utilizando una variedad de herramientas científicas para ello. A continuación, se ejemplificarán los antecedentes sobre aspectos paleobiogeográficos, tafonómicos y paleoecológicos (Schumann, 1985, 1988; Olóriz, 1987, 1992; Olóriz *et al.*, 1988, 1990, 1997, 2003a; Villaseñor, 1991; Villaseñor *et al.*, 1991; Michalzik y Schumann, 1994; De la Mora *et al.*, 2000, Zell *et al.*, 2014; Zell y Stinnesbeck, 2016; Olóriz y Villaseñor, 2017).

Bioestratigráficamente con respecto de las acumulaciones fosilíferas en ambas formaciones se realizaron análisis tratando de definir los mecanismos y procesos implicados en la depositación de estos horizontes. Para involucrar estas concentraciones fosilíferas se evaluaron las diferentes características paleontológicas, tafonómicas y sedimentológicas, de los factores fundamentales que inciden y controlan su depositación (Brandt, 1989; Fürsich, 1978; Fürsich y Oschmann, 1993; Kidwell *et al.*, 1986). Sin embargo, un factor importante es la paleogeografía y las características de las cuencas sedimentarias a nivel local que indican un origen para ambas formaciones. El ensamble taxonómico de la asociación fósil registrada es parte indicativa que proporciona datos de preservación y, por tanto, sus características hidrodinámicas de cara al proceso de acumulación de sedimentos. Además, se incluyó el proceso de preservación de los restos y su afectación por etapas posteriores a la sedimentación hasta enterramiento definitivo, y la posterior diagénesis temprana de los bioclastos infiriendo su zona tafonómicamente activa.

En la formación la Casita fue notable la presencia de diferentes tipos de estructuras sedimentarias como concreciones y nódulos, ambas sin sedimentarias. Schumann (1985 y 1988) dedujo que la paleoecología de niveles donde se presentan las estructuras concreciónales con abundante fauna de ammonites, bivalvos, madera y otros restos de plantas, por lo que interpreto un paleoambiente donde se carecía de organismos epi y endobentónicos, junto con la litología, indicarían un ambiente pobre en oxígeno (anóxico), por periodos prolongados, explicó que la abundancia de fósiles en las concreciones es el resultado de eventos de alta energía “huracanes” esto ocasionó el transporte, acumulación de material de diferentes tamaños, y el consecuente acomodo de las conchas en horizontes especialmente enriquecidos en restos.

Otro factor presente en ambas formaciones es la presencia de sedimentos fosfóricos que relacionó con una profundidad máxima de 300 m en una facies transgresiva entre el Kimmeridgiano y el Tithoniano.

La debilidad de su hipótesis es que está basada solamente en aspectos paleoecológicos, pero carece de los sedimentológicos, las concreciones no indican la fábrica y rango de distribución en la sección de los 300 m inferidos.

Olóriz *et al.*, (1988) aplicó estudios mineralógicos e isotópicos y la intercalación de los horizontes yesíferos, y lo que denominó “caliza arcillosa negra”. Los resultados de los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de la caliza, señalaron que son valores característicos de las calizas marinas. Considerando que paleoecológicamente señalan que la “caliza arcillosa negra” podría representar pulsos transgresivos que involucrarían o no un aumento significativo en la profundidad.

Villaseñor (1991), caracterizó el ambiente de la Formación La Casita como una plataforma somera con una batimetría que van desde 30 a 100 m, presentando un alto porcentaje de endemismo, donde supuso que la plataforma estuvo en ocasiones subdividida y con conexión de flujo de aguas oceánicas abiertas, en ocasiones restringida.

Para Coviella-Reguera y Olóriz, (2009). La formación La Casita por sus intercalaciones entre dos intervalos carbonatados, representan una secuencia tectono-eustática de segundo orden (TES II/III en Olóriz *et al.*, 2003b) que evidencia una fase en la evolución geológica de la Cuenca del Golfo de México.

De la Mora *et al.*, (1999a, 1999b, 2000) interpretaron las condiciones eco-sedimentarias para la Formación La Caja en el perfil MZ-3 en el Cañón de San Matías, Zacatecas. A partir del análisis sedimentológico y de asociaciones de macrobentos, identificaron depósitos de grano fino en plataforma media a externa de baja energía, con niveles de oxigenación dis aeróbica/poikilo aeróbica en los fondos, alto nivel de nutrientes, episodios de estrés ecológico y de mayor oxigenación, influencia de frentes de tormentas distantes con erosión incipiente o menor, efectos de aventamiento y retrabajamiento limitados, y producción de acumulaciones parautóctonas a manera de pavimentos con promediados temporales intra-hábitat.

Tabla 23.- Vista general de los ambientes de depósito de las Formaciones La Caja y La Casita

Ambiente de depósito La Caja	Ambiente de depósito La Casita
<ul style="list-style-type: none"> • (Pemex 1988). De acuerdo a sus características litológicas y el contenido macro y micro faunístico, se interpreta como un depósito de facies profundas. • Pessagno <i>et al.</i>, (1999). arriba del nivel de compensación de aragonito. • Velasco–Segura <i>et al.</i>, (2004). Se trata de un ambiente de transición entre facies lagunares y someros a ambientes de cuenca profunda de la base hacia la cima. Esto con la transición de un sedimento de facie de sedimentos de clastos finos en la base, una segunda facie de sedimentos fosfatados y finalmente con depósitos carbonatados. • Villaseñor <i>et al.</i>, (1991). Por el alto contenido de ammonites y el porcentaje de bivalvos, la zona donde se desarrolló debió de tener una profundidad de 50 a 70 metros. 	<ul style="list-style-type: none"> • (Imlay, 1936). Es de un ambiente lagunar y la presencia de carbón indica condiciones de aguas salobres, en algunos intervalos la laguna pudo estar en conexión con el mar. • (Imlay, 1953). Gradualmente pasa cuenca adentro a lutita, marga y caliza en bancos delgados que representan a la Formación La Caja. • (PEMEX, 1988b). La presencia de moluscos en las lutitas negras de esta formación, sugieren ambientes de plataforma somera, la presencia de conglomerados basales implica condiciones continentales al inicio del Kimmeridgiano.

Del presente estudio se analizaron una serie de factores de los perfiles “Potrero del Llano “Formación La Caja”, así como el perfil de Taponá Moreña de la Formación “La Casita”, los cuales se listan a continuación y se presentan en cuadros de resultados para cada uno de los perfiles, siendo los siguientes:

I.- Litofacies. - Una subdivisión mapeable de una unidad estratigráfica, que puede diferenciarse por sus facies o su litología, textura, mineralogía, la granulometría y el ambiente de depositación que la generó.

II.- Granulometría. - Se denomina clasificación granulométrica o granulometría, a la medición y graduación que se lleva a cabo de los granos de una formación sedimentaria, de los materiales sedimentarios, así como de los suelos, con fines de análisis, tanto de su origen como de sus propiedades mecánicas, y el cálculo de la abundancia de los correspondientes a cada uno de los tamaños previstos por una escala granulométrica.

III.- Índice de oxigenación. - Se utilizan varios términos para describir estas zonas. Aerobio u óxico indica una zona que posee oxígeno disuelto. Anóxico se refiere a una zona con una concentración de O menor de 0.5 mg/L con presencia de nitrato.

IV.- Facies Estándar de Wilson 1970.- El modelo de facies estándar de Wilson (1975) resulta de una combinación de efectos de la pendiente, edad, energía del agua y clima, en donde las características del depósito también son afectadas por el aporte de clásticos. Este modelo define 9 facies en un perfil de plataforma con un margen y pendiente ligera.

V.- Distribución de Amoniodeos por morfología funcional Westerman and Wang 1993.- La presencia de restos de ammonites en los sedimentos de las plataformas epicontinentales suele ser utilizada para identificar ambientes marinos abiertos, de salinidad normal, por ser restos de organismos estenohalinos.

VI.- Biofacies. - Conjunto de características representadas por los fósiles de un estrato que permiten establecer las condiciones ambientales en las que éste se formó.

Del análisis de estos factores en los perfiles de las áreas de estudio de Potrero del Llano, San Luis Potosí Y Taponá Moreña, Nuevo León. Se obtuvieron los siguientes resultados para ambos:

Para ambas localidades se obtuvieron tres tipos de Litofacies I) Arcillosa negras, II) Calcárea fosilífera, III) Arcillosa fosfática; granulométrica en un porcentaje alto se trata de sedimentos arcilloso en depósitos de baja energía con intercalaciones de pequeños horizontes de areniscas y unidades de calizas, lo que indica ambientes de baja energía. Por las condiciones de preservación de los organismos el tipo de reemplazamiento y la formación de concreciones y nódulos sedimentarios se trata de ambientes en condiciones anóxicas. Dentro de las facies de estándar de Wilson se ubica entre las facies 9 y 8 siendo una plataforma interior marina restringida, para el clino tafonómico de ammonioides indican un ambiente batimétrico entre los 50 a 300 metros de profundidad. La biofacies corresponde a organismos neríticos principalmente de nectónicos o libres nadadores pocos o escasos de tipo bentónico. (Figuras 56 a 59).

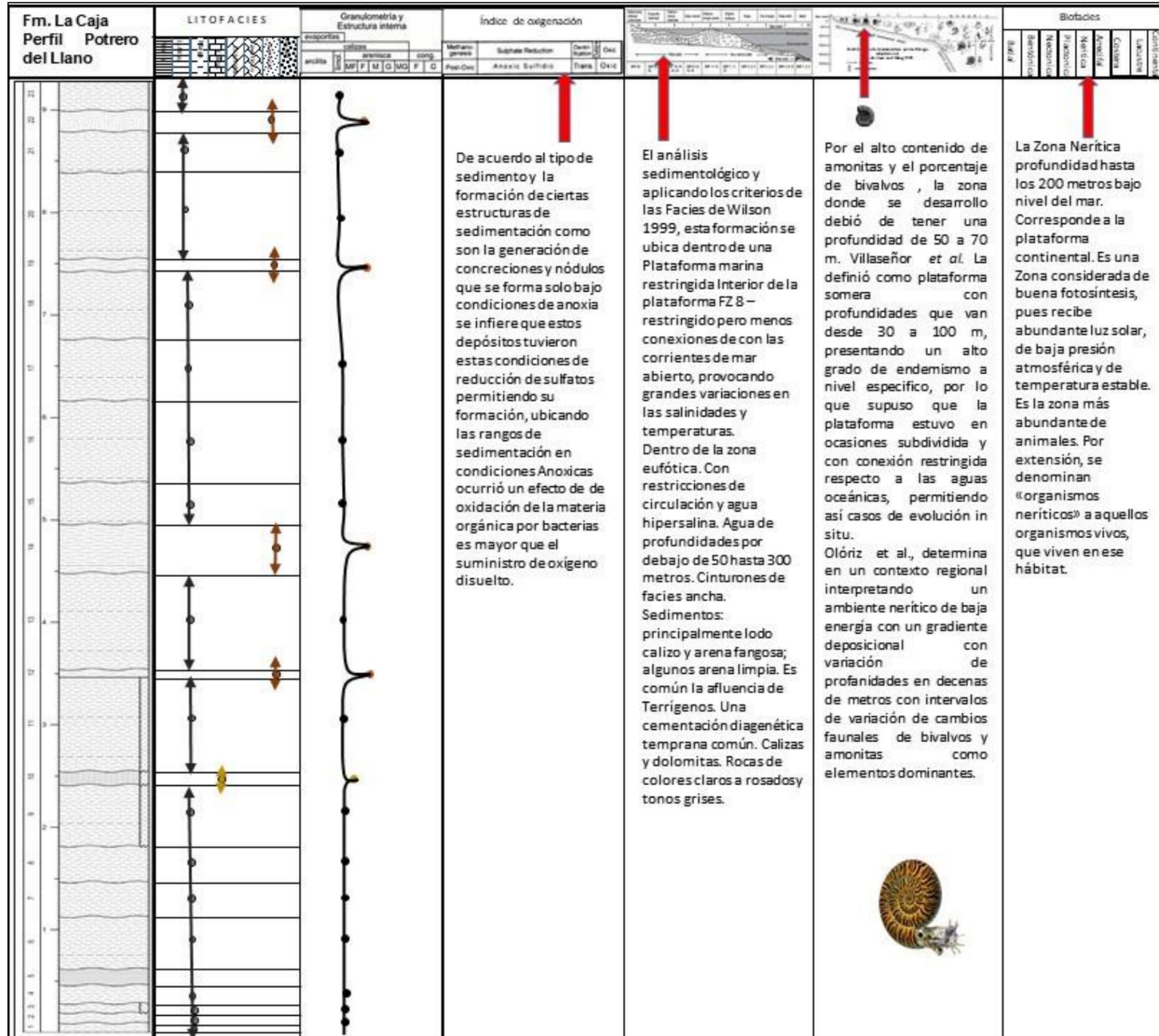


Figura 56.- Parámetros sedimentarios del perfil Potrero del Llano, San Luis Potosí, Formación La Caja

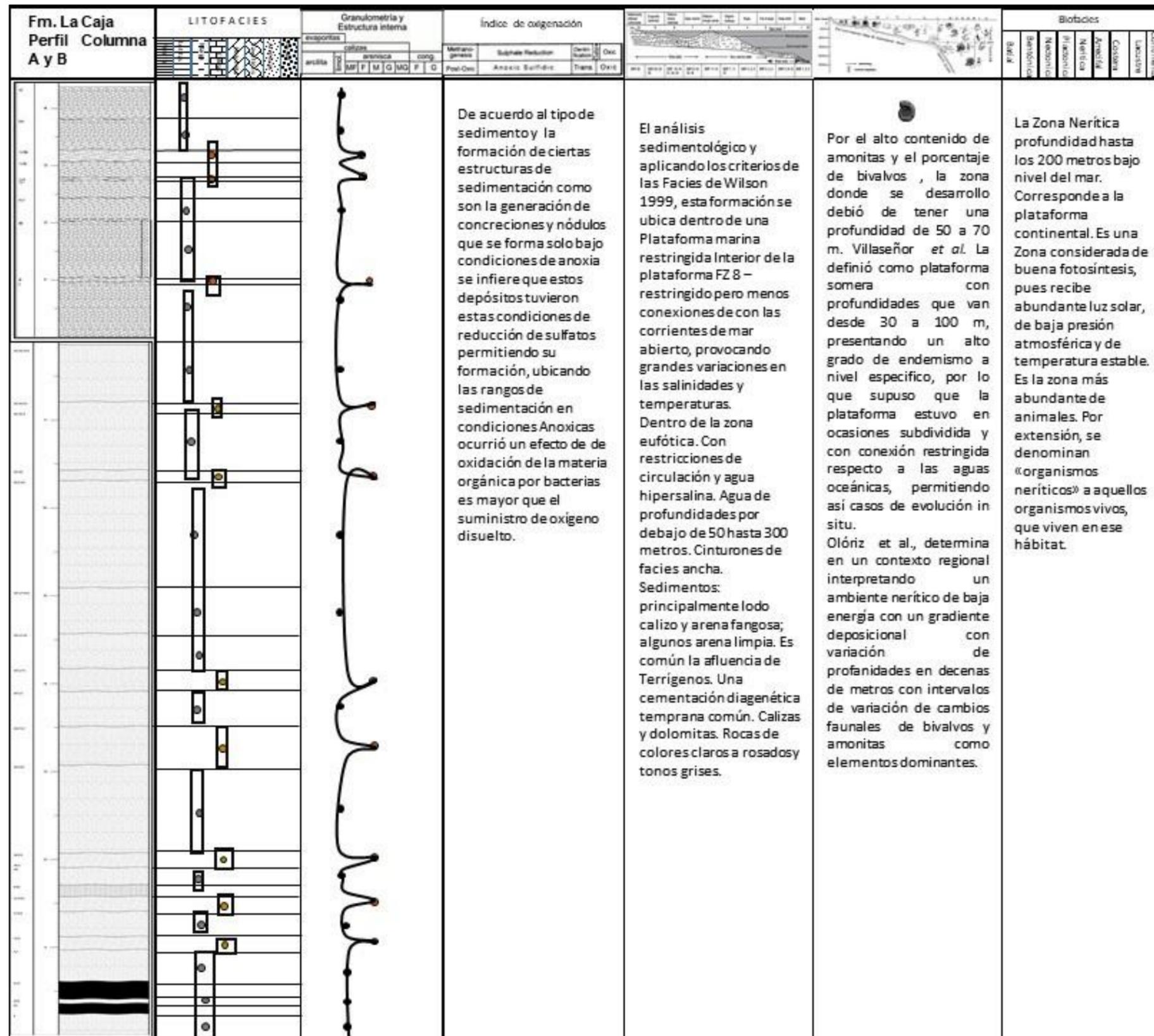


Figura 57.-Parámetros sedimentarios del perfil compuesto Columna A y B, San Luis Potosí, Formación La Caja

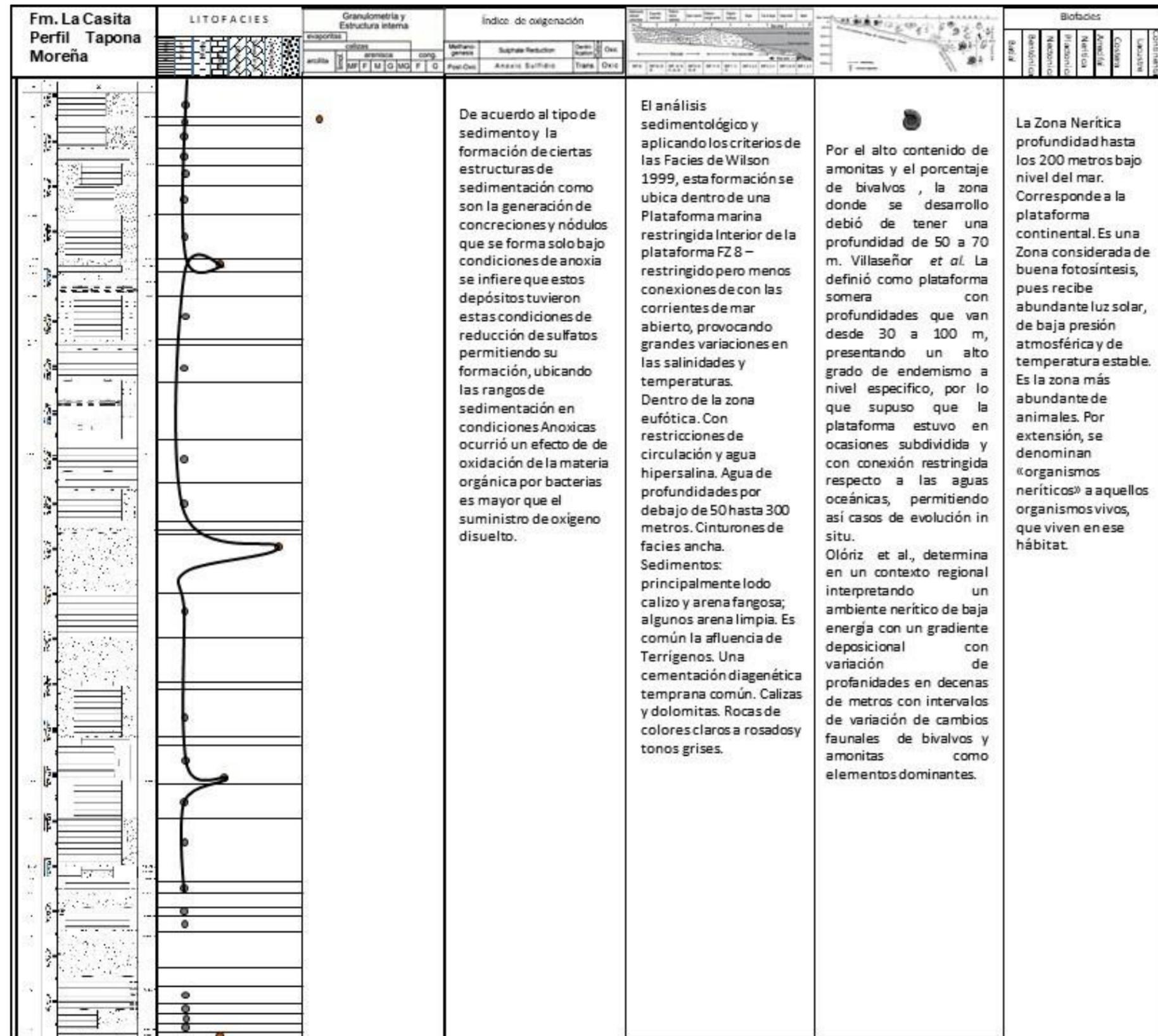


Figura 58.- Parámetros sedimentarios del perfil Tapon Moreña, Nuevo León, Formación La Casita

Discusión

La premisa de establecer correlaciones entre las formaciones geológicas, es relativamente frecuente, mostrando las similitudes estratigráficas o correspondencia en tiempo, y/o espacio, de las formaciones a comparar.

Como se presentó al principio de esta investigación la idea de correlacionar las Formaciones La Casita y La Caja, no es nueva, ya que ésta propuesta se ha trabajado ya con anterioridad por varios autores a lo largo del tiempo, por desgracia la mayoría solo han dejado la idea plasmada como una posibilidad, sin profundizar mucho en los detalles, además de que la balanza del conocimiento no ha estado equiparable en ambas localidades, balanceándose a favor de la localidad de Real de Catorce, dejando a la localidad de Taponá Moreña con un gran rezago de información.

Recientemente se retomó la idea de correlacionar las Formaciones La Casita y La Caja, en las localidades de Potrero del Llano, San Luis Potosí y Taponá Moreña, Nuevo León, mediante una nueva perspectiva multidisciplinaria, utilizando disciplinas tales como la estratigrafía, que es la rama de la geología que trata del estudio e interpretación de las rocas estratificadas, y de la identificación, descripción, y correlación de las unidades de rocas (Weller 1960). Mediante la implementación de estudios de secciones medidas, en los cuales se tomó registro del espesor de los estratos, su contenido litológico, color, así como el contenido fósil, estableciendo así las litofacies y biofacies, las cuales se pueden expresar como una subdivisión lateral mapeable de una unidad estratigráfica designada, distinta de las subdivisiones adyacentes con base en la litología y los fósiles respectivamente (Brookfield 2004). Otra disciplina es la paleontología, la cual es la ciencia que se ocupa del descubrimiento y estudio del registro fósil y con ello permite la reconstrucción de la historia de la vida sobre la Tierra (Contreras *et al.*, 2003). Finalmente se llevó a cabo un análisis de los procesos de fosilización y grado de conservación para realizar una colecta de los mejores ejemplares, y por último la taxonomía, que es la ciencia que se encarga de identificar, clasificar y nombrar especies y taxones supraespecíficos, así como el estudio científico de la diversidad de seres vivos (Simpson, 1961), la cual se empleó para identificar, categorizar y catalogar los ejemplares de fósiles colectados.

La importancia de este trabajo es tal, que representa la primera vez que se reporta un estudio taxonómico de la biota fósil de la localidad de Taponá Moreña, Nuevo León. así como la primera vez que se realiza un estudio bioestratigráfico comparativo entre las Formaciones La Caja y La Casita. La edad de estos sedimentos los ubica en el Jurásico Superior, particularmente en el Tithoniano, hace aproximadamente 152 a 145 millones de años.

La Formación La Caja es interpretada por varios autores que establecen que su depósito se efectuó en facies profundas (PEMEX, 1988), arriba del nivel de compensación del aragonito (Pessagno *et al.*, 1999). De acuerdo con Velasco Segura *et al.*, (2004), existe una transición de facies de ambientes lagunares y someros a ambientes de facies de cuenca profunda desde la base a la cima de la formación; agregan que la tendencia de profundización de la cuenca dentro de la unidad se observó con el paso de un régimen inicial de clásticos finos en la base, inmediatamente después de que termina el depósito de la Formación Zuloaga, seguido por un régimen intermedio de deposición fosfórica, para culminar con un régimen de deposición carbonatada en su contacto transicional con la Formación Taraises, lo que indica, según los autores, un aumento gradual de la profundidad hacia facies de cuenca. En la Sierra de Catorce, Villaseñor *et al.*, (1991), mencionan que debido al alto contenido de amonites de la superfamilia perisphinctaceae y al porcentaje inusualmente alto de bivalvos, la plataforma donde se desarrollaron dichas asociaciones, debió tener una profundidad entre 50 y 70 m.

Por otro lado, la Formación La Casita es descrita como un ambiente lagunar y la presencia de carbón indica condiciones de aguas salobres, en algunos intervalos la laguna pudo estar en conexión con el mar (Imlay, 1936). Gradualmente pasa cuenca adentro a lutita, marga y caliza en bancos delgados que representan a la Formación La Caja (Imlay, 1953). La presencia de moluscos en las lutitas negras de esta formación, sugieren ambientes de plataforma somera, la presencia de conglomerados basales implica condiciones continentales al inicio del Kimmeridgiano (PEMEX, 1988b).

La fauna fósil presente en las áreas de estudio está representada por diferentes grupos, tales como Rhynchonella, Bivalva, Gasterópoda y Cephalopoda, siendo estos últimos la fauna más abundante.

La clase Cephalopoda son moluscos carnívoros marinos nadadores simétricos bilateralmente que incluyen la sepia, el pulpo, el calamar, el nautilo y una gran cantidad de formas, en su mayoría paleozoicas y mesozoicas. En la actualidad hay 800 especies de cefalópodos vivos (175 géneros) y más de 17.000 (600 géneros) formas fósiles (Jain 2017).

Los cefalópodos son depredadores marinos activos que pudieron nadar rápidamente y competir con los peces dentro del hábitat marino (aunque las formas tempranas probablemente eran vagabundos). También son los más avanzados, inteligentes, móviles y más grandes de todos los moluscos (Pojeta y Gordon 1987). En comparación con los pelecípodos (bivalvos) y los gasterópodos, su cerebro está mucho más desarrollado, con órganos sensoriales altamente especializados. Los cefalópodos, especialmente los nautiloides en el Paleozoico y los ammonoides en el Mesozoico son de enorme importancia estratigráfica y se encuentran entre los fósiles índices más conocidos (es decir, organismos que son de corto alcance en el tiempo, pero muy extendidos en distribución geográfica).

El cefalópodo más antiguo, *Plectronoceras cambria* Walcott, proviene del Cámbrico Tardío del NE de China de la etapa Fengshaniana más temprana ($492.5\text{--}488.3 \pm 1.7$ Ma) de la Formación Fengshan basal (Dzik 1981; Clarke y Trueman 1985). El último Cámbrico de América del Norte también ha producido la Flor de *Palaeoceras mutabile* y *Ectenolites primus* Flower (Flower 1954).

Los nautiloides se diversificaron en muchos órdenes diferentes, y algunos de ellos eran enormes depredadores como las *Cameroceras* de América del Norte y Europa (Ordovícico; $485,4 \pm 1,9\text{--}443,4 \pm 1,5$ Ma) que crecieron hasta 10-11 m. Sin embargo, la mayoría se extinguió a finales del Devónico ($358,9 \pm 2,5$ Ma). Solo sobrevivió una orden, la Nautilida (que alcanzó su punto máximo de abundancia entre 515 y 250 Ma); de esto, sólo cinco especies de *Nautilus* están vivas hoy. Durante el Devónico medio, los ammonoides comenzaron a evolucionar como una rama de uno de estos grupos extintos de nautiloides de caparazón recto, llamado Bactritida; la evolución de las conchas enrolladas comenzó durante este tiempo. Los Bactrítidos son un grupo oscuro y se les considera una cepa de transición entre los nautiloides y los ammonoides (Jain 2017).

El nombre cephalopoda proviene de las palabras griegas *cephale* que significa "cabeza" y *podos* que significa "pies". El pie consta de un grupo de tentáculos (apéndices en forma de brazo) que rodean la boca que se utiliza para capturar presas. Parte del pie se transforma en un órgano muscular llamado Hiponoma que lanza agua cuando está comprimida, lo que facilita la natación. Así, el cefalópodo es propulsado a chorro en la dirección opuesta a una velocidad controlada por la fuerza con la que se expulsa el agua. Los cefalópodos son aerodinámicos y el calamar vivo más aerodinámico puede alcanzar velocidades de hasta 70 km / h.

En el Nautilus con cámara, la expulsión de agua a través del hiponoma es el resultado de la retracción del cuerpo hacia el caracol con la contracción simultánea de los músculos del hiponoma en lugar de solo los músculos del manto, como lo hacen los calamares (Jain 2017).

Al principio, debe tenerse en cuenta que todavía no se ha encontrado amonita que posea tejidos blandos conservados. Por tanto, nuestra mejor estimación de su fisiología se basa en el Nautilus vivo; una comparación adecuada a pesar de las diferencias anatómicas. Aquí, las partes duras conservadas y sus principales características morfológicas observadas se describen brevemente.

Cámara: El Nautilus viviente con cámara (el único cefalópodo que ha conservado su capa exterior) está enrollado en forma de espiral y se divide en cámaras llenas de gas llamadas Camerae. La cámara, excluyendo el sifúnculo, es el espacio encerrado entre dos septos adyacentes. Los septos son paredes calcáreas curvadas, invariablemente cóncavas adoralmente, y están perforadas por el sifúnculo. Las cámaras están divididas por los septos.

Apertura: esta es la apertura en el extremo anterior del caparazón a través de la cual sobresale la cabeza y el pie. **Peristoma:** este es el borde de la apertura.

Seno hiponómico: en el margen medio ventral de la apertura hay una hendidura (un gran seno cóncavo en el medio de la apertura) llamada Seno Hiponómico. Esta depresión acomoda al hiponoma y siempre tiene una posición ventral. El lado que tiene el hiponoma es el lado ventral y el opuesto es el lado dorsal. (Jain 2017).

Venter: cuando el caparazón está enrollado en forma de espiral, el lado ventral que forma la circunferencia es el Venter.

Phragmocono: la parte restante de la cáscara en la cámara donde el organismo no vive se llama Phragmocono.

Cámara del cuerpo: aquí es donde vive el organismo y es la última cámara del caparazón. Esto avanza cada vez que se secreta una nueva cámara. La longitud de la cámara del cuerpo varía desde media volución (verticilo) (como en los ammonoides Brevidome) hasta más de un verticilo completo (como en los ammonoides Longidome). La longitud de la cámara de estar es función de la estabilidad estática y de la posición de la abertura (Trueman 1941; Saunders y Shapiro 1986; Westermann 1996).

De esta forma se abordaron algunas de las características comunes más representativas entre las Formaciones La Caja y La Casita en las localidades de Real de Catorce, San Luis Potosí y Tapona Moreña, Nuevo León.

Demostrando así que la correlación de estas formaciones es posible tanto en el aspecto litológico como faunístico, estableciendo además dada la fauna fósil encontrada, la existencia de algún tipo de conexión paleogeográfica entre estas cuencas al menos para el Tithoniano.

Solo queda remarcar que la similitud encontrada en esta investigación, entre estas formaciones es tal que solamente se encontraron dos aspectos que las diferenciaban, la primera es la potencia de estratificación, la cual es mucho mayor en la localidad de Taponá Moreña (La Casita), en donde las secuencias estratigráficas alcanzaron dimensiones enormes de más de 600 m, en comparación con las de la localidad de Real de Catorce (La Caja) en donde no superan los 30 m. El segundo aspecto son algunas de las estructuras sedimentarias secundarias encontradas, tales como, nódulos y concreciones, los nódulos se definen como formas irregulares, desprovistas generalmente de estructura interna, con una composición diferente a la de la roca en la que se hallan encajonados. La superficie externa, no es lisa, si no que presenta pequeños relieves o rugosidades (Corrales 1997).

Lamentablemente éstas estructuras no son de ayuda para identificar los procesos sedimentarios ya que algunos autores consideran a los nódulos de origen sinsedimentario, mientras que otros abogan por un origen diagenético (Corrales 1997).

Por otra parte, las concreciones son estructuras que preferentemente se encuentran en sedimentos detríticos porosos. Se producen por una precipitación, alrededor de un núcleo, de una sustancia mineral que, la mayoría de las veces, es la misma que se encuentra como cemento en la roca huésped. Por lo general son esféricas, subesféricas o discoidales, aunque pueden aparecer formas más irregulares, que a veces son debidas a la unión de dos o más concreciones o a la forma del núcleo sobre el cual crecen (Corrales 1997).

Las concreciones suelen tener una estructura concéntrica. El tamaño varía entre cuerpos pequeños a formas de hasta 3 metros. Parece ser que el tamaño de la concreción está influido por la permeabilidad de la roca en la que encajan (Pettijohn, 1957).

Una vez mostradas las variantes abordadas en esta investigación, con la ayuda de una interpretación multidisciplinaria de los datos obtenidos, se permitió inferir al menos dos propuestas:

- 1.- Modificación de las áreas de las cuencas La Casita y La Caja en el Tithoniano.
- 2.- Por el origen de las concreciones encontradas en la localidad de Taponá Moreña, Nuevo León, se infieren dos zonas batimétricas-fisiográficas para La Caja vs La Casita.

El primer punto propone delimitar con base en la medición detallada de secciones, el registro GPS de los recorridos contemporáneos realizados en este trabajo, así como los recorridos históricos realizados en previos trabajos, los límites entre las Formaciones La Caja y La Casita, brindando así una mejor comprensión de sus interacciones, sucesiones y contactos entre la cuenca mesozoica del centro de México y la sub cuenca aquí denominada Dr. Arroyo las cuales se presentan gráficamente en la (Figura 60b).

En esta investigación se pretende modificar la propuesta realizada por Goldhammer (1999) (Figura 60a) el cual propone que para el Tithoniano el arco de Sinaloa estuvo activo en la provincia de México del Pacífico occidental y continuó influyendo en la deformación contractiva que se propaga hacia el este con empuje en el borde de ataque. La inversión del Jurásico tardío y el cierre total del geosinclinal mexicano se logró al oeste y suroeste del bloque Coahuila, mientras que al norte, el geosinclinal mexicano y la depresión de Chihuahua fueron sitios de deposición clástica marina poco profunda, en gran parte volcánocástica.

En la provincia del Golfo de México, las relaciones de facies regionales son impulsadas principalmente por una transgresión importante de segundo orden en todo el golfo que causó que los sistemas de rampas de carbonato anteriores se ahogaran e inundaran con clásticos marinos de grano fino, así como el esquisto domino en Texas.

En la cuenca de sal del este de Texas, se desarrollaron arrecifes de pináculo con gas y complejos bancos de ooides sobre los sistemas de rampas en retirada. Gran parte del noreste de México también se inundó con lutitas marinas de grano fino y limolitas de las Formaciones La Caja y La Pimienta a medida que las facies marinas más profundas rodeaban los altos de los basamentos preexistentes. A pesar de esta importante transgresión marina, no se cubrieron todas las áreas terrestres. El bloque Coahuila en particular puede haber sido elevado tectónicamente en este punto, como lo indica una afluencia significativa de clásticos gruesos en áreas proximales al bloque, particularmente dentro de la cuenca de Sabinas.

En el noreste de México, la Formación La Caja es del Kimmeridgiano al Berriasiano medio, y consiste en lutitas calcáreas delgadas, rítmicamente estratificadas, limolitas y areniscas finas, y calizas delgadas hacia la base. Los lechos fosfatados y las grandes concreciones de micrita fosfatada con amonitas son componentes conspicuos.

El espesor es variable, oscilando entre 25 y 150 m, la Formación La Caja es equivalente a Bossier Shale del norte del Golfo de México y registra en alta mar, condiciones de depósito de cuenca algo fámélica.

En el sur de Texas, y en otros lugares alrededor del norte del Golfo de México, en el Tithoniano Bossier Shale se superpone a la Formación subyacente, como lo muestran los datos sísmicos y la correlación de patrones de registros de pozos. La Formación La Caja se superpone al arco Burro-Salado, y en el área de Tampico-Misantla se superpone al arco de Tamaulipas. La porción perteneciente al Kimmeridgiano de la Formación La Caja es el equivalente a cuenca de la rampa de salida más profunda a la lutita de la Formación Olvido y, por lo tanto, el límite de la formación con la lutita calcárea de la Formación Olvido es un cambio de facies transgresor en el tiempo. La parte del Tithoniano al Berriasiano medio es el equivalente en alta mar más profundo de la Formación La Casita.

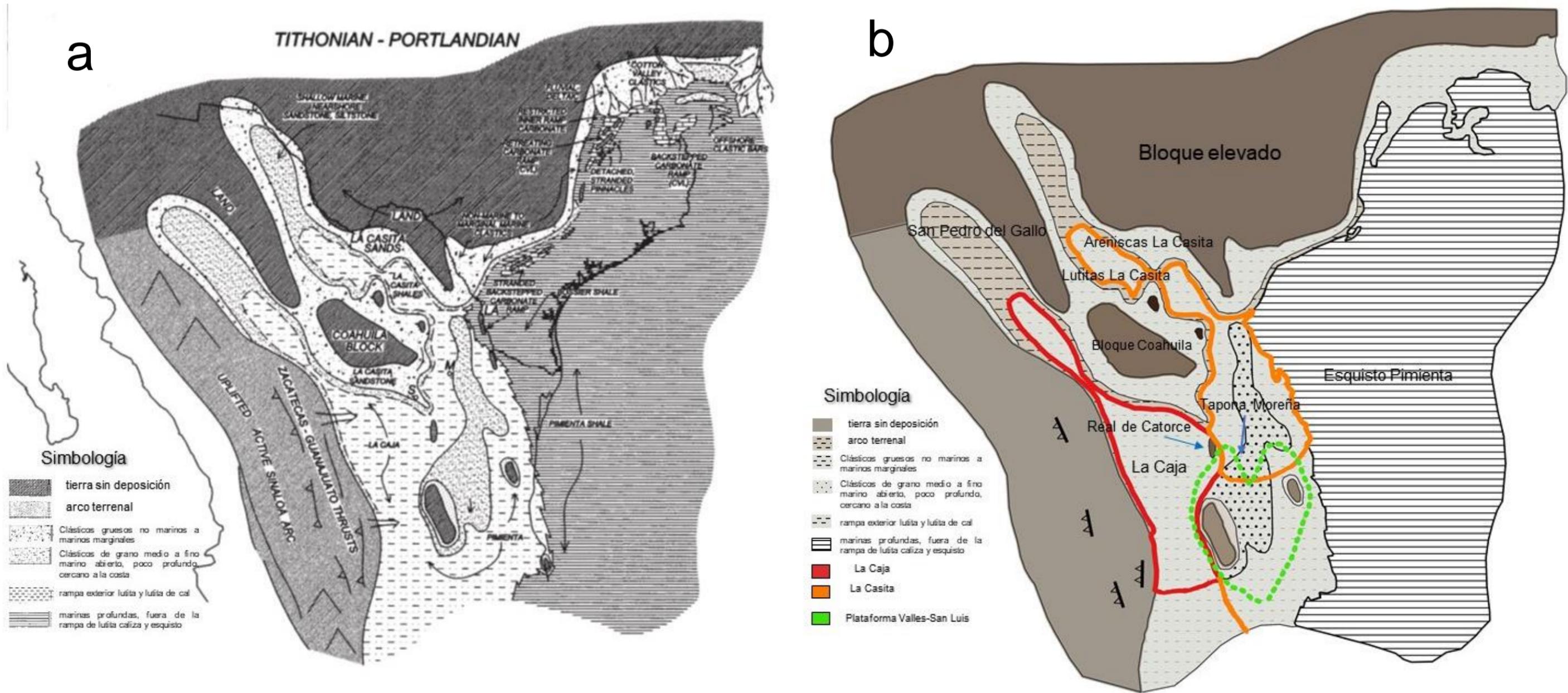


Figura 60.- a) Mapa tomado de Goldhammer (1999) mostrando su propuesta de la distribución de las Formaciones La Caja y La Casita para el Tithoniano, b) Modificado de Goldhammer (1999), con la propuesta González-Romo 2021 de la distribución en el Tithoniano de las cuencas La Caja y La Casita, así como los límites entre ellas para la porción norte

El segundo punto denota una importante característica en la estructura de sedimentación de la Formación La Casita, ya que, aunque ambas formaciones son equiparables, y muestran características litológicas y paleontológicas comunes, muestran estructuras sedimentarias distintas, tales como concreciones, dentro de los cuales más específicamente la Formación La Casita cuenta con concreciones de bola armada, los cuales son formados en una pendiente con cierto grado de corrientes de turbidez y un núcleo sólido que en ocasiones puede ser un fósil, y en otras tener más de un fósil adheridas a él. En el caso de la Formación la Caja son hasta el momento ausentes ya que no se han reportado. Denotando así una característica única para entender los procesos sedimentarios de estas formaciones, y son ejemplificadas en la (Figura 61).

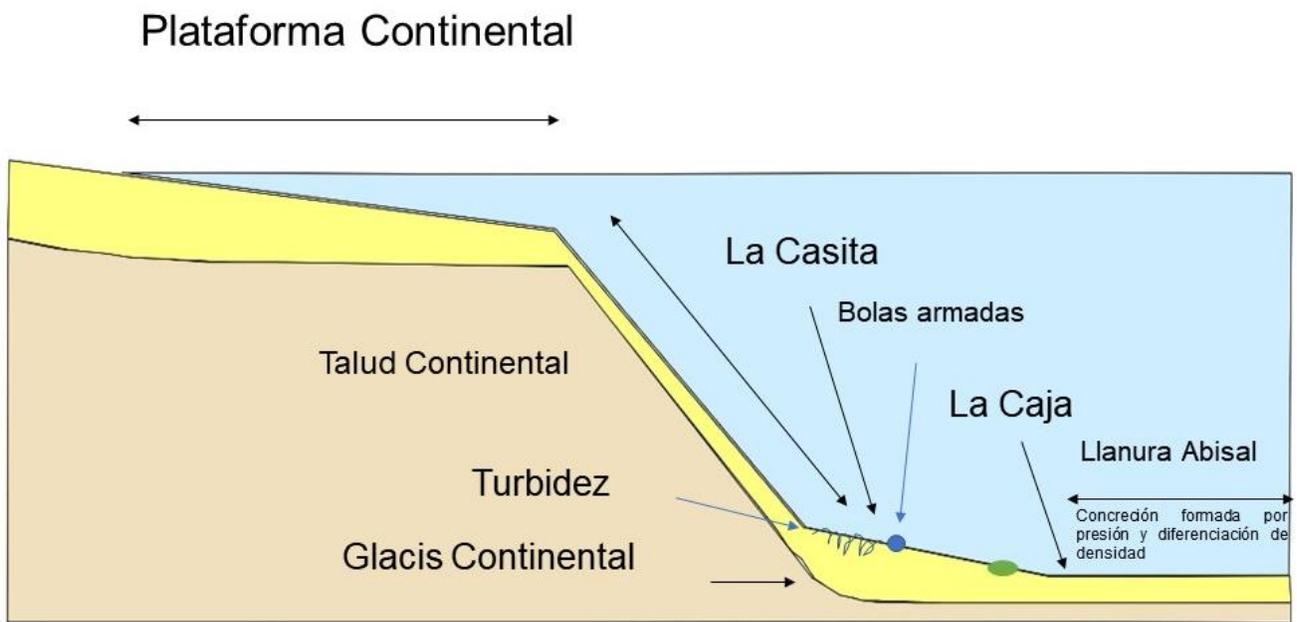


Figura 61.- Modelo conceptual sin escala de la diferenciación de las zonas batimétricas de las Formaciones La Caja y La Casita con base en el origen de las concreciones

Conclusiones

Se determinó el modelo de sedimentación en las áreas de estudio, dando como resultado una cuenca restringida de poca energía para la Formación La Caja en Real de Catorce, y una cuenca con mayor energía y un ángulo de depositación mayor para la Formación La Casita en Taponá Moreña.

Se realizó una correlación litológica y paleontológica de las áreas de estudio dando como resultado lo siguiente: litológicamente se identificaron tres litofacies comunes 1) lutitas fosfatadas, 2) caliza nodular y 3) lutitas carbonosas. Paleontológicamente se obtuvo la correspondencia de tres géneros distintos de los cuales dos son cefalópodos (*Kossmatia bifurcata* y *Belemnites*), además de un braquiópodo (*Rhynchonella lacunosa*).

Las relaciones paleogeográficas en este caso van de la mano con la fauna reportada para las áreas de estudio, ya que la presencia común de varios taxones demuestra la existencia de algún tipo de comunicación paleogeográfica entre las cuencas de las Formaciones La Caja y La Casita.

Se propone redescubrir los límites de las Formaciones La Caja y La Casita para el Tithoniano.

Se plantea la idea de modificar la carta geológica-minera de Mier y Noriega F14-A36, con los nuevos hallazgos encontrados en esta investigación, tales como el agregado de la Formación Zuluaga.

Referencias

- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Hubberten, Hans, Remane, J. 1991, Correlaciones multiestratigráficas en el límite Jurásico-Cretácico en el noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 5 (1), 23-50.
- 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.
- Aguilera-Martínez, M.A., Rosales-Franco, E., 1996, Informe final complementario a la cartografía geológico-minera y geoquímica, escala 1 carta Misantla El 4-BI 7, estado de Veracruz: Pachuca Hidalgo, México, informe técnico, 36 pp.
- Aguilera-Reyes, V.M., 1988, Geohidrología del margen oriental de la Sierra Madre Oriental, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ingeniería Civil, tesis de maestría, 66 p.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Reyes-Zaragoza, M. A., Orozco-Esquivel, M. T., Ojeda-García, Á. C., & Vassallo, L. F. 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 18(2), 129-148.
- Alfonso, Z.J., 1978, Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXX, p. 1-56.
- Álvarez, Manuel Jr., 1949, Unidades tectónicas de la República Mexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 14, p.1-22.
- Álvarez, Manuel Jr., 1958, Tectónica profunda de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*: v. 10, p.163-182.
- Álvarez, Manuel Jr., 1961, Provincias fisiográficas de la República Mexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 24, p. 5-20.
- Anderson, B.D., Córdoba, D.A., Lee, K., 1988, Hoja San Juan de Guadalupe 1 3R-1 (8), Resumen de la Geología de la Hoja San Juan de Guadalupe, Estados de Durango y Coahuila: México D.F., Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México serie 1 :1 00 000, 1 mapa con texto.
- Anderson, H. T., Y Schmidt, A. V., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean sea region during Mesozoic time: *Geological Society American Bulletin*, v. 94, p.941-966. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<941:TEOMAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<941:TEOMAA>2.0.CO;2).

- Ángeles, Villeda, M.A., 2004, Paleoeología y Bioestratigrafía del contacto entre las formaciones La Casita y Taraises en la Sierra de Minas Viejas, al noroeste de Monterrey, Nuevo León, México: San Nicolás de Las Garzas, Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias Biológicas, tesis de maestría, 90 pp.
- Aranda, G. M., Quintero, O., y Martínez H. E., 1988, Palinomorfos del Jurásico Temprano de la Formación Gran Tesoro, Santa María Del Oro, Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p.112-115. ISSN: 0185-0962.
- Aranda-García, M., Gómez-Luna, M. E., y Contreras y Montero, B., 1987, El Jurásico Superior (Kimerigiano-Titoniano) en el área de Santa María del Oro, Durango, México: Revista de la Sociedad Mexicana Paleontológica, 1, 75-87.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T., & Henry, C. D. 2003, Synextensional Pliocene–Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: *Geological Society of America Bulletin*, 115(3), 298-313.
- Armenta-Román, R., Ríos-Vázquez, J.R., 2004, Texto explicativo de la Carta Geológico Minera Fresnillo FI 3-B47 escala 1 000, Estado de Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 33 pp.
- Barbosa-Gudiño, J.R., Álvarez-Mata, V.M., Torres-Hernández, J.R., 1998, Informe de la Carta Geológica Minera y Geoquímica Real de Catorce FI 4-A24 escala 1: 250 000, Estado de San Luis Potosí: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 1 60 pp.
- 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.*
- Barboza, Gudiño, J.R. 2012, Sedimentary tectonics and stratigraphy: the early Mesozoic record in central to northeastern Mexico: En Stratigraphic Analysis of Layered Deposits (ed. Ö. Elitok), pp. 255–278. InTech.
- Barboza, Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez, Anguiano, M., & Martínez. Macías, P.R. 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce. San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. v. 21, p. 299–319.
- Barboza, Gudiño, J.R., Molina, Garza, R.S., Lawton, T.F. 2012, Sierra de Catorce: Remnants of the ancient western equatorial margin of Pangea in central Mexico; En Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., & Molina, Garza, R.S., (eds.). The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America. doi.10.1130/2012.0025 (01), ISBN 978-0-8137-E.

- Barboza, Gudiño, J.R., Ocampo, Díaz, Y.Z.E., Zavala, Monsiváis, A., López, Doncel, R.A. 2014, Procedencia como herramienta para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico temprano en el noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 31, 303-324.
- Barboza, Gudiño, J.R., Ramírez, Fernández, J.A., Torres, Sánchez, S.A., & Valencia, V., 2011, Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. v. 63, p. 201–216.
- 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*, v. 37, p. 283–292.
- Barragán, R., González-Arreola, C., 2009, *Rodighierites belimelensis* (MANDOV) (Ammonoidea) from the Taraises Formation (upper Valanginian) Durango, northeastern Mexico: biostratigraphic and paleobiogeographic implications: *Cretaceous Research*, 30(2), 300-306.
- Berumen, Esparza, R., Pavón-Leal, R., 1982, Estudio geológico minero del área Santa María del Oro, Durango: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, División de Ciencias de la Tierra, Tesis de licenciatura, 148 p.
- Blainville, H. M. D., Prêtre, J. G., & Franke. 1835, Description de quelques espèces de reptiles de la Californie: précédée de l'analyse d'un système général d'erpétologie et d'amphibiologie. Imprimerie et fonderie de Fain, rue Racine: No 4.
- Boggs Jr, S. 2009, Principles of sedimentology and stratigraphy: University of Oregon. Pearson Education 4th ed. ISBN 0-13-154728-3
- Bond, D. P., Zatoń, M., Wignall, P. B., & Marynowski, L. 2013, Evidence for shallow-water Upper Kellwasser'anoxia in the Frasnian–Famennian reefs of Alberta: Canada. *Lethaia*. 46(3), 355-368.
- Broili, C., Carden, J.R., 2004, Technical Review Report of Trébol Gold Property, Zacatecas Mexico, Corex Gold Corporation, Technical Report, 79 pp.
- Brookfield, M. E. 2004., Principles of stratigraphy. Principles of stratigraphy.
- Buchy, M., López-Oliva, J.G., 2009, Occurrence of a second ichthyosaur genus (Reptilia: Ichthyosauria) in the Late Jurassic Gulf of Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61 (2), 233-238.
- Buitrón, B.E., 1984, Late Jurassic bivalves and gastropods from northern Zacatecas, Mexico, and their biogeographic significance, in Westernmann, G.E.G. (ed.), *Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America: Geological Association of Canada Special Paper 27*, 89-98.
- Burckhardt, C., 1906a, Geologie de la Sierra de Mazapil et Santa Rosa en X Congreso Geológico Internacional, Guía de Excursiones, 26, México.

- Burckhardt, C., 1906b, La faune jurassique de Mazapil avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inférieur: Boletín del Instituto Geológico de México, 23, 216 pp.
- Burckhardt, C., 1930, Étude syntétique sur le Mésozoïque mexicain: Mémoires de la Société Paléontologique Suisse, 40, 280 pp.
- Burst, J. F., 1965, Subaqueously formed shrinkage cracks in clay: *Journal of Sedimentary Research*, 35(2).
- Campa, M. F. 1985, The mexican thrust belt, *in* Howell, D.G., ed., Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific region: CircumPacific Council for Energy Mineral Resources, Earth Science Series, v.1, p. 299-313.
- Campa, M. F., Y Coney, P. J. 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20., p. 1,040-1,051.
- Canizal, Sosa, J.J., García-Ruiz-J. M., 2009, Carta Geológica-Minera-Geoquímica Iturbide G1 4-C67 escala 1 000, Estado de Nuevo León: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 84 pp.
- Canizal, Sosa, J.J., Monsiváis-Gómez, J., Plascencia-Corrales, C.A., 2009, Carta Geológico-Minera La Ascención G14-C77, estados de Nuevo León y Tamaulipas, escala 1 Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, informe técnico, 69 pp.
- Cantú, Chapa, A., 1963, Étude biostratigraphique des ammonites du Centre et de l'Est du Mexique (Jurassique supérieur et Crétacé): *Memories de la Société Géologique de France*, Memorie 99, 6-99.
- Cantú, Chapa, A., 1999, Confrontation of stratigraphic methods to define the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern Mexico subsurface, *in* Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, 93-103
- Cantú, Chapa, A., 2001, The Taraises Formation (Berriasian-Valanginian) in northeastern Mexico: subsurface and outcrop studies *in* Bartolini C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association Petroleum Geologists Memoir 75, 353-370.
- Cantú, Chapa, A., 2009, Ammonites of the Cretaceous Taraises and lower Tamaulipas formations in eastern Mexico, *in* Bartolini, C., Román-Ramos, J.R. (eds.), Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 90, 1 91-216.
- Carrillo M., M. 1990, Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Peña Miller y Jalpan, Estado de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 62-70.

- Carrillo, B. J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v.13, p. 1-98.
- Carrillo, B. J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 17, p. 73-96.
- Carrillo, B. J., 1971, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 22, p. 1-117.
- 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, 244-260.
- Chávez, Cabello, G., Torres-Ramos, J.A., Porrás-Vázquez, N.D., Cossio-Torres, T., Aranda-Gómez, J.J., 2011, Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 253-270.
- Chávez, Rangel, F.J., 2000, Informe de la Carta Pendencia GI 3-B58 escala 1:50,000, Estados de Zacatecas y Durango: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 68 pp.
- Chávez, Rangel, F.J., Hernández-Loredo, A., 2002, Informe de la Carta Pico de Teyra GI 3-D19 escala 1: 50 000, Estado de Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 68 pp.
- Clarke, M.R., and E.R. Trueman., 1985, Main features of cephalopod evolution: In *The Mollusca*, 12. Paleontology and Neontology of Cephalopods, ed. K.M. Wilbur, M.R. Clarke, and E.R. Trueman. New York: Academic Press.
- Clemons, R. E., y McLeroy, D.F., 1962, Geology of Torreon and Pedriceñas quadrangles, Coahuila and Durango, Mexico., The University of New Mexico, Master of Science, 171 p.
- Clemons, R.E., McLeroy, D.F., 1961, Hoja Pedriceñas 1 3R-1 (4), Estado de Coahuila: México D.F., Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México serie: 1: 100 000, 1 mapa con texto.
- Collado, J. M. A. M., Rubio, C., Echarri, F. J. T., & Artazos, M. B. 2002, Origen de concreciones dolomíticas en el Terciario de la Cuenca de Calatayud (Zaragoza): *Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*, (57), 219-229.
- Comisión Nacional del Agua, 2003, Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Campo Mina, estado de Nuevo León, Informe interno, 18 p.

- Contreras, A., Cota, E., García, P., González, C., Montellano M., Quiroz S., Rivera S., Y Sour, F., 2003, Paleontología: Coordinación de Servicios Editoriales, Facultad de Ciencias, UNAM. ISBN 968-36-5867-9
- Contreras-Montero, B., Martínez-Cortés, A., Gómez-Luna, M.E., 1988, Bioestratigrafía y sedimentología del Jurásico Superior en San Pedro del Gallo, Durango, México: Boletín del Instituto Mexicano del Petróleo, 20(3), 5-27.
- Córdoba, D. A., 1965, Hoja Apizolaya (13R-1(9) con resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, estados de Zacatecas y Durango: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100 000. Un mapa con texto al reverso.
- Córdoba, D.A., 1963, Hoja Apizolaya 1 3R-1 (9), Estados de Zacatecas y Durango: México, D.F., Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México serie 1. 100 000, 1 mapa con texto.
- Corrales, I., Rosell, J. Sanchez de la Torre, I. M., Vera J. A. and Vilas, L. 1977, Estratigrafía: Editorial Rueda. Madrid.
- Cruz, Gámez, E.M., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., Rábago-Tavares, R.O., 2006, Barita en el sur de Nuevo León: su distribución y perspectivas, Ciencia Universidad Autónoma de Nuevo León, 9(3), 283-289.
- Cruz, Pérez, R., De Santiago-Céspedes, J., Torreblanca, T.J., Payán, E., 2000, Carta Geológico-Minera y Geoquímica Torreón, clave G13-9 escala 1:250 000, Estados de Coahuila,
- Cuesta, F.; Jordá, J.; Maya, J.L. & Mestres, J.S. 1996, Radiocarbono y cronología de los castros asturianos: Universidad de Salamanca. Zephyrus. 49: 225-270.
- De Antuñano, S. E., Aranda-García, M., & Marrett, R. 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental: México. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 53, 1-26.
- De Csema, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F. XX Congreso Geológico Internacional, 87 p.
- De Csema, Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: *Geologische Rundschau*, v.50, p.595-605.
- De Cserna, Z.; Grat, J. L., Y Ortega, G. F., 1977, Alóctono del Paleozoico inferior de la región de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.1, p. 33-43.

- De La Mora, A., Olóriz, F., González-Arreola, C., 2000, Autochthonous bivalve assemblages and palaeoecologic interpretation in the Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous La Caja Formation from the Cañón de San Matías (Zacatecas, México): *Comptes Rendus Academie Sciences Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, 33 1, 74 1747.
- Del Pino, Montes, J., de Yébenes, Prous, M. J. G., Eslava, A. T., Piga, A. M., Abelló, J. C., Minguela, J. F., & Gay, N. G. 2009, Characteristics of Paget's disease in Spain. Data from the National Paget's Register: *Reumatología Clínica (English Edition)*. 5(3), 109-114.
- Díaz, T., 1953, Itinerario de la Excursión al Cañón de la Peregrina (libro-guía), en Primera Convención de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, México, D.F. México, D.F., Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, sin paginación.
- Durango y Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Informe técnico, 117 p. Heim, A., 1940, The front ranges of the Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogas Geol. Helvetiae*, 33, 313-362.
- Dzik, J., 1981, Origin of the Cephalopoda: *Acta Palaeontologica Polonica* 26(2): 161–191.
- Echanove, Echanove, O., 1986, Geología Petrolera de la Cuenca de Burgos (Parte I), Consideraciones Geológico-Petroleras y (Parte II), Resultados de pozos exploratorios y antecedentes de campos y producción: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 38(1), 3-74.
- Eguiluz de A., S. 2000, Origen y evolución de una cuenca Triásico-Jurásica en el centro de México, En, Cuarta reunión sobre la geología del noreste de México y áreas adyacentes, Hermosillo, Sonora, Congreso 2000, Resumen (en prensa).
- Eguiluz de A., S., 1989a, La Cabalgadura de San Felipe, en el límite de los Estados de Durango y Chihuahua. En Tercer Simposium Geología Regional de México, Memorias, 1988: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 28-33.
- Eguiluz de A., S., 1989b, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo L, nos. 1 y 2, p. 3-39.
- Eguiluz de A., S., 1991, Interpretación geológica y geofísica de la Curvatura de Monterrey, en el noreste de México: *Revista Ingeniería Petrolera*, v. 31 p. 25-39.
- Eguiluz de A., S., Y Campa, M. F., 1982, Problemas tectónicos del sector San Pedro del Gallo, en los estados de Chihuahua. y Durango: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. v. 34, p. 5-42.
- Eguiluz, S., 1989, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 50(1 y 2), 3-39.

- Eguiluz, S., 2011, Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del Noreste Mexicano: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 285-311.
- Enciso de la Vega, S., 1968, Hoja Cuéncame 13 R-I (7), Estado de Durango: México D.F., Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie: 1. 100 000, 1 mapa con texto.
- Escalante, Martínez, J.C., Rodríguez, Rodríguez, J.S., 2003, Informe de la Carta Geológico-Minera El Salvador G14-C64 escala 1:50,000 Estados de Coahuila, Nuevo León, San Luis Potosí y Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 48 pp.
- Escalante, Martínez, J.C., Rodríguez, Rodríguez, J.S., 2007, Informe de la Carta Geológico-Minera Aramberri GI 4-C87 escala 1 Estado de Nuevo León: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 43 pp.
- Espinosa, Arámburu, E., Méndez, Montealvo, H.M., 2001, Informe final de la Carta Geológica-Minera Villa Santo Domingo FI 4-A31 escala 1:50,000 Estado de San Luis Potosí: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 63 pp.
- Fernández López, S. 1997, Ammonites, clinos tafonómicos y ambientes sedimentarios: *Revista Española de Paleontología*. 12: 102- 128.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.
- Fischer M.P., Jackson, P.B., 1998, Stratigraphic Deformation Partitioning in Cortinas Canyon: implications for Kinematics of Detachment holding in the Sierra Madre Oriental, near Saltillo, Mexico in Longoria, J.F., Krutak, P.R., Gamper, M.A. (eds.), *International Symposium on Foraminifera*, Nuevo León, México: México D.F., Sociedad Mexicana de Paleontología, A.C., 97-117.
- Fix, J. E., 1975, The crust and upper mantle of central Mexico: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43, 453-499. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb00643.x>
- Flawn, T.P.; Goldstein, A.; King, B. P., Y Weaver, E. C., 1961. The Ouachita System: Austin, Tx" Bureau of Economic Geology, The University of Texas, Austin, Publication, núm. 6120, 401 p. <http://dx.doi.org/10.26153/tsw/4771>.
- Flores, Aguillón, G., Martínez, Rodríguez, L., Moreira, Rivera, F., Palacios, García, R., Chapa-García, R., 1997, Carta Geológico-Minera San Luis Potosí F 14 4, Estado de San Luis Potosí: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 144 pp.

- Flower, R.H., 1955, Status of endoceroid classification: *Journal of Paleontology* 29(3): 327–370.
- Flügel, E., & Munnecke, A., 2010, *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application* (Vol. 976, p. 2004). Berlin: Springer. ISBN: 978-3-642-03796-2
- Folk, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestones: *AAPG bulletin*. 43(1), 1-38. <https://doi.org/10.1306/0BDA5C36-16BD-11D7-8645000102C1865D>
- Fraas, E. 1901, Die Meerkrokodile (Thalattosuchia ng) eine neue sauriergruppe der Juraformation.
- Franco, Rubio, M. 1999, Geology of the basement below the decollement surface, Sierra de Catorce, San Luis Potosi, Mexico: En: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. Geological Society of America Special Paper 340, pp. 211–227.
- Freydier, C., Martinez- R., J., Lapierre, H., Tardy, M. Coulon, C., 1996, The early Cretaceous Arperos Basin (western Mexico), Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center: *Tectonophysics*, 259, 343-367.
- Galán, C., & Martín, C. V. 2011, Microanálisis por dispersión de energía XPS de espeleotemas de yeso y ópalo-A en una cueva en arenisca de Jaizkibel (País Vasco): Pag web aranzadi-sciences. org, Archivo PDF.
- Gamper, M.A., 1977, Estratigrafía y Microfacies Cretácicas del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Sierra Madre Oriental): *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38(2), 1-17.
- García, García, F. R., Alvarez, Rodriguez, J., Rodríguez-Ramos, I., & Guerrero, Ruiz, A. 2010, The use of carbon nanotubes with and without nitrogen doping as support for ruthenium catalysts in the ammonia decomposition reaction: *Carbon*, 48(1), 267-276.
- García, Padilla, J.L., Dromundo, Arias, O.A., 2005, Texto explicativo de la Carta San Pedro del Gallo GI 3-D23 escala 1:50,000, estado de Durango: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 66 pp.
- García, Pérez, K., & Galeana, Galicia, O. A. 2016, Carta Geológico Minera Mier y Noriega (F14-A36), escala 1: 50,000: México: *Consejo de Recursos Minerales, SECOFI*, 1.
- García, Ruiz, J.M., 2005, Informe de la Carta Geológico-Minera El Toro F14-A52 escala 1:50,000, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 49 pp.
- Garza, G. R. 1973, Modelo sedimentario del Albiano-Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila): *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXV, p. 311-340.

- Geise, L., Gomes, N., & Cerqueira, R. 1999, Behaviour, habitat use and population size of *Sotalia fluviatilis* (Gervais, 1853), (Cetacea, Delphinidae) in the Cananéia estuary región. São Paulo. Brazil: *Revista Brasileira de Biologia*. 59(2), 183-194.
- Goldhammer, R. K., & Johnson, C. A., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 1-58. ISBN 081372340X, 9780813723402.
- González H. M. G.; Miranda, P. L. R., Y Flores, L. R., 1986, La carta de terrenos estrato tectónicos de la República Mexicana: *Revista de Geografía*, v. 1, p. 27-44.
- González, Arreola, C., Barragán, R., 2007, *Oosterella* (Ammonoidea) from Taraises Formation (upper Valaginian), Durango, northeast, Mexico: *Cretaceous Research*, 28(3), 419-427.
- González, Ramos, A., Barbosa-Luna, D., Santiago-Carrasco, B., Izaguirre-Ramos, M.A., 1997, Carta Geológico-Minera Monclova G14-4, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe, 167 p.
- González, Ramos, A., Rodríguez-Moreno, R., 2000, Informe de la Carta Geológico-Minera El Carricillo F14-C37 escala 1:50,000, Estados de Guanajuato, Querétaro y San Luis Potosí: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 52 pp.
- Götte, M., 1988, Estudio Geológico-estructural de Galeana, N.L. (México) y sus alrededores: *Actas de la Facultad de Ciencia de la Tierra, Universidad Autónoma de Linares*, 3, 61-87.
- Götte, M., Michalzik, 1992, Stratigraphic relations and facies sequences o fan Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico), *Zbl. Geol. Palaont. Teil I*, 1445-1466.
- Götte, M., Michalzik, D., 1991, Stratigraphic relations and facies sequence of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico): *Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie*, 6, 1445-1466.
- Grabau, A. W. 1913, Early paleozoic delta deposits of North America: *Bulletin of the Geological Society of America*, 24(1), 399-528. <https://doi.org/10.1130/GSAB-24-399>
- Gutiérrez, Alejandro, A.G., 2008, Análisis de microfacies de la transición formacional La Casita-Taraises y determinación del límite bioestratigráfico Jurásico-Cretácico en el Cañón de Santa Rosa, Iturbide, Nuevo León: Linares, Nuevo León, México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis profesional, 85 pp.
- Guzmán, A.E., 1973, Carbonated diagenesis of the Cupido Formation, Lower Cretaceous, Coahuila, Mexico: Texas, U.S.A., Faculty of Texas Tech University, tesis de maestría, 59 pp.
- Guzmán, J. E. Y De Cserna Zoltán, 1963, Tectonic history of Mexico, *in* Backbone of the Americas-Tectonic History a Symposium: American Association Petroleum Geologists, Memoir, n.2, p.113-129.

- Guzzi, Arredondo, G.S., Murillo-Muñetón, G., Morán-Zenteno, D.J., Grajales-Nishimura, J.M., Martínez-Ibarra, R., Schaaf, P., 2007, High temperature in the Lower Cretaceous Cupido Formation Bustamante Canyon, northeast Mexico: petrologic, geochemical and microthermometric constraints: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2), 1 31-149.
- Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México): *Eclogae Geologicae Helvetiae.*, v. 20, p.84-87.
- Heim, A., 1940, The From Ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae Geologica Helvetiae*, 33, 315352.
- Hernández, Loredo, A., 2005, Informe de la Carta Geológico-Minera y Geoquímica Salinas de Hidalgo FI 4-A62 escala 1: 50 000, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 56 pp.
- Herrera, Monreal, J.C., Santiago-Carrasco, B., Caballero-Martínez, J.A., Ramírez-García, M.G., González-Reyes, B., 2003, Carta Geológico-Minera Río Bravo GI 4-8 escala 1:250,000, estados de Nuevo León y Tamaulipas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 64 pp.
- Hoffmann, R., & Stevens, K. 2020, The palaeobiology of belemnites—foundation for the interpretation of rostrum geochemistry: *Biological Reviews*, 95(1), 94-123. <https://doi.org/10.1111/brv.12557>.
- Huizar, Álvarez, R., Oropeza-Orozco, O., 1989, Geomorfología kársticas de la región de Galeana, estado de Nuevo León: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 8 71-83.
- Humphrey, E.W., Díaz, T., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphic and Tectonics of Northeast Mexico, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 267, 152 p.
- Humphrey, W. E. 1949, Geology of the Sierra de Los Muertos and paleontology of La Peña formation, Mexico: *Geological Society American Bulletin*, v. 60, p. 89-176.
- Humphrey, W. E. 1956, Tectonic framework of northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v.6, p. 25-35.
- Hurlbut, C. S., 1981, Manual de mineralogía de Dana: Editorial Reverté, 3ª edición, Barcelona, 564 pp. ISBN: 84-291-4611-3.
- Imlay, R. W., 1938, Studies of the mexican geosyncline: *Bulletin of the Geological Society of America*, 49, 1651-1694.
- Imlay, R.W, 1953, Las formaciones jurásicas de México: *Boletín de la Sociedad Geológica de México*, 16, 1-65.
- 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, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 48, 567-630.
- Imlay, R.W., 1938, Ammonites of the Taraises Formation of the Northern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 49(4), 539-602.
- Imlay, R.W., 1940, Neocomian faunas of Northern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 51 (1 1 1 7-190).
- Imlay, W. R. 1936, Geology of the western part 01 Sierra de Parras, Coah., Mexico: Geological Society American Bulletin, v. 47, p.1,091-1,152.
- Imlay, W. R. 1937, Lower Neocomian fossils from the Miquihuana region, Mexico: Journal of Paleontology, v. 11, p. 552-574
- Imlay, W. R. 1944, Cretaceous formations of Central America and Mexico: American Association Petroleum Geologists Bulletin, v. 28, p. 1,077-1,195.
- Imlay, W. R., 1980, Jurassic Paleobiogeography of the conterminous United States in its continental setting: U. S., Geological Survey, Professional Paper, n. 1,062, 134 p. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM8020344239>.
- ISO 7404-2, 2009, Methods for the Petrographic Analysis of Coals — Part 2: Methods of Preparing Coal Samples.
- Jain, S., 2017, Fundamentals of Invertebrate Palaeontology. Macrofossils: Springer Geology.
- Jiménez, D.I., Porres-Luna, R.P., Rivera-Carranco, E., 1982, Geología de la región de Charcas-Venada, San Luis Potosí: México, D.F., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis profesional, 144 pp.
- Jiménez, Hernández, A., Mendoza-Torres, A., 2008-2009, Informe geológico-minero y geoquímico Altotonga, El 4-BI 6, escala 1:50,000, estados de Veracruz y Puebla: Pachuca Hidalgo, México, informe técnico, 96 pp.
- Kellum, L. B., 1932, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 43, 541-564.
- Kellum, W., 1930, Similarity of surface geology in front ranges of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican south fields: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.14, p.73-91.
- Kellum, W., 1936, Evolution of Coahuila Peninsula, Mexico, Part III: Geology of mountains west of the Laguna District. Geological Society American. Bulletin, v. 47, p. 1,039-1,070.

- King, B. P., 1969. Tectonic map of North America. Washington, D.C., U. S. Geological Survey. 1 map scale 1:5000000. <https://doi.org/10.3133/70211238>
- King, E. R., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of México: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1625-1722. <https://doi.org/10.1130/GSAB-50-1625>
- King, R. E., 1934, The Permian of southwestern Coahuila: American Journal of Sciences., 5th serie, v. 27, p. 98-112. DOI: <https://doi.org/10.2475/ajs.s5-27.158.98>.
- Kroeger, F.K., Stinnesbeck, W., 2003, The Minas Viejas Formation (Oxfordian) in the Area of Galeana, Northeastern Mexico: Significance of Syndepositional Volcanism and related Barite Genesis in the Sierra Madre Oriental, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: The American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, 515-528.
- Ledezma, Guerrero, O., 1967, Resumen de la Geología de la Hoja Parras, 13R-1(6) escala 1:100000, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie de 1:100 000, 1 mapa con texto.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., 1998, Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous Carbonates and Evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico: Journal of Sedimentary Research, 68(6), 1009-1130.
- Lemus, Minjares-Rivera, V.A., Wingartz-Carranza, J.A., 2009, Texto explicativo de la Carta Villa de Cos FI 3-B38 escala 1:50,000, Estado de Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 47 pp.
- Lewis, W.J., 2008, Updated NI 43-101, Technical Report and Mineral Resource estimate for the Real de Catorce property San Luis Potosí State Mexico, Mineral Industry Consultants (Micon), Technical Report, 123 pp.
- Longoria, J. F., 1975. Estratigrafía de la Sierra Comancheana del Noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica de México, 36(1), 31 -59.
- Longoria, J. F., 1994, Recognition and characteristics of a strike-slip fault system in Mexico and its mesozoic transpressional regime-implications in plate tectonics and paleogeographic reconstruction: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 11, p. 77-104.
- Longoria, J., 1984, Stratigraphic Studies in the Jurassic of Northeastern Mexico: evidence for the origin of The Sabinas Basin *en*: Ventress, W.P.S., Bebout, D.G., Perkins, B.F., Moore, C.H. (eds.), The Jurassic of the Gulf Rim, GCSSEPM Foundation, Third Annual Research Conference Proceedings, 1 71-193.

- Longoria, J.F., 1998, The Mesozoic of the Mexican Cordillera in Nuevo León NE, in Longoria, J.F., Krutak, P.R., Gamper, M.A. (eds.), International Symposium on Foraminifera, Nuevo León, México: México D.F., Sociedad Mexicana de Paleontología, 1-95.
- López, Caballero., 2009, Bioestratigrafía y Tafonomía de la sección estratigráfica Puerto Piñones (Jurásico Superior) del área de Saltillo, Coahuila, México: México, D.F., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 169 pp.
- López, Ramos, E. 1983, Estratigrafía Cretácica y tectónica de una porción del centro y noreste de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 44, 21e31.
- López, Ramos, E., 1972, Bosquejo geológico del Estado de Nuevo León: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 24(4-6), 203-234.
- López, Ramos, E., 1979, Geología de México, Tomo II, 454 p.
- Manjarrez, Hernández, P.P., Hernández, De la Fuente, R.A., 1989, Informe geológico final "Prospecto Cardel", México: México, D.F., Petróleos Mexicanos, informe inédito, 193 pp.
- Martí Bono, C., & Plana, F. 1996, Concreciones carbonatadas en margas del Eoceno: consecuencias geomorfológicas. <http://hdl.handle.net/2183/6232>
- Martínez, Pérez, J., 1972, Exploración Geológica del área El Estribo-San Francisco, S.L.P. (hojas K-8 y K-9): Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 24(7-9), 326-402.
- Martínez, Reyes, J., 1989, Interpretación estructural del Frente de la Napa de Parras en el área de Viesca, Estado de Coahuila: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 8(2), 123-133.
- Mayer, Pérez, R.F., 1967, Hoja Viesca 1 3R-1 (5), Resumen de la Geología de la Hoja Viesca, Estados de Coahuila y Durango: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie: 1 :1 00 000, 1 mapa con texto.
- McKee, J. W.; Jones, N. W. y Long, L. E. 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault. Central Coahuila, México: Geological Society of American Bulletin, v. 102, p. 593-614. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0593:SAPOSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0593:SAPOSA>2.3.CO;2)
- Méneses, Garibay, F. Espinosa-Arámburu, E., Ignacio-Jiménez, D., 2004, Informe de la Carta Geológico-Minera General Cepeda G14-C32 escala 1 Estado de Coahuila: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 52 pp.
- Mitre, Salazar, L.M., 1989, La Megafalla Laramídica de San Tiburcio, estado de Zacatecas: Revista del Instituto de Geología, 8(1), 47-51 .

- Mitre, Salazar, L.M., 1989, Secuencias estratigráficas invertidas en el área de la Presa del Junco, Estado de Zacatecas: Revista del Instituto de Geología, 52-57.
- Molina, J.L., Ojeda-García, A.C., Vásquez, Limón, R., 2004, Carta Geológico-Minera Primero de Mayo G14-A43, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Exploración y Explotación Minera Mercurio S.A. de C.V., informe, 33 p.
- Molina, J.L., Yáñez-Granados, J., Vacame, Ocejo, J., 2004, Informe de la Carta Geológico-Minera Candela G14-A54 escala 1:50,000, Estado de Coahuila: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 45 pp.
- Monsiváis, Gámez, J., Araujo, Palomo, M., 2001, informe de la Carta Geológico-Minera La Victoria FI 4-A22 escala 1 Estado de San Luis Potosí: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 47 pp.
- Montañez, Castro, A., 2006, Informe de la Carta Geológico-Minera San José de Raíces GI 4-C66 escala 1:50,000, Estado de Nuevo León: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 69 pp.
- Montañez, Castro, A., Bustos-Gutiérrez, C.A., 2002, Informe de la Carta Geológica-Minera Loreto FI 4-A71, escala 1:50,000, Estado de Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 70 pp.
- Montañez, Castro, A., Torres-Durán, V., 2002, Informe de la Carta Geológica-Minera Sierra Zuloaga G14-C51, escala 1:50,000, Estado de Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 62 pp.
- Montañez, Castro, A., Torres-Durán, V., 2003, Informe de la Carta Geológica-Minera Concepción del Oro G14-C62, escala 1:50,000, Estado de Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 44 pp.
- Montellano, Ballesteros, M., Hernández, Rivera, R., Clark, J.M., Fastovsky, D.E., Reynoso, Rosales, H., Strater, N.H., Hopson, J.A., 1996, Avances en el estudio de la fauna de vertebrados Jurásicos del Cañón de Huizachal, Tamaulipas, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 52C), 1 1 -20.
- Morán, Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez, Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva, Romo, G., Y Solis-Pichardo, G. N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 513-535. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00036-X](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00036-X).
- Moreira, Rivera, F., Martínez, Rodríguez, C., Palacios, García, R., Maldonado, Lee, J.M., 1997, Informe de la Carta Geológica, Minera y Geoquímica Hoja Matehuala escala: 1 Estado de San Luis Potosí: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 1 86 pp.

- Morrone, J. J., 2013, *Sistemática: fundamentos, métodos, aplicaciones*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias. ISBN: 978-607-02-4039-3.
- Muehlberger, W. R., 1992, Tectonic map of North America. southeast sheet: American Association of Petroleum Geologists. 1 map.
- Muir, M.J., 1936, Geology of the Tampico Region Mexico: The American Association of Petroleum Geologists, USA, Oklahoma, 280 pp.
- Mújica, Mondragón, M. R., & Jacobo-Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México. *Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156*, 78.
- NACSN, North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983, North American Stratigraphic Code: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67(5), 841-875, 11 figs, 2 tablas.
- Nieto, Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí i Cano, A. 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica mexicana*. 57(3), 285-318. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a3>
- Nieto, Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., & Rosas-Elguera, J. 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*. 111(3), 347-363.
- Ocampo, Díaz, Y.Z.E., Jenchen, U., Guerrero, Suastegui, M., 2008, Facies y sistemas del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 438-464.
- Ocedo, Paredes, T; Bustos-Gutiérrez, C.A., 2003, Informe de la Carta Geológica Minera Cedros G14-C61 escala 1:50,000, Estado de Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 73 pp.
- Olivares, Ramos, D., 2006, Zonación de calpionélidos y análisis facial de la transición Tithoniano-Berriasiano, Sierra de la Silla, Nuevo León: Linares, Nuevo León, México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis profesional, 89 pp.
- Olmstead, G., 1999, Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the La Casita Formation (Upper Jurassic), Cerro Los Panales, Chihuahua, Mexico, *in* Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, 111-134.

- Olóriz, F., Villaseñor, A. B., Gonzalez-Arreola, C., & Westermann, G. E., 1999, Ammonite biostratigraphy and correlations in the Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous La Caja Formation of North-Central México (Sierra de Catorce, San Luis Potosí): In *Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods* (pp. 463-491). Springer, Boston, MA.
- Olóriz, F., Villaseñor, A.B., González-Arreola, C., 2003, Major lithostratigraphic units in land-outcrops of north-central Mexico and the subsurface along the northern rim of Gulf of Mexico Basin (Upper Jurassic-lowermost Cretaceous): a proposal for correlation of tectono-eustatic sequences: *Journal of South American Earth Sciences*, 16(3), 1 19-142.
- Ortiz, Hernández, Chiodi, M.; Lapiere H.; Monod, O. y Calvet, P., 1992, El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato, características petrofísicas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista, v. 9, p.126-145.
- Ovianki, S.M., 1974. Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 24, 258-278.
- Padilla y Sánchez, R. 1985, Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 1-20.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Bosquejo Geológico-Estructural de la Sierra Madre Oriental en el área Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León: *Revista del Instituto de Geología*, 2(1), 45-54.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León: *Revista del Instituto de Geología*, 2(1), 37-44.
- Padilla, R. J., Reyes, J. M., Ramírez, C., Longoria, J. F., Salazar, L. M. M., Patiño, M., & Tardy, M. 1975, Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: la aloctonía del conjunto cadena alta-altiplano central, entre Torreón, Coahuila y San Luis: *Revista mexicana de ciencias geológicas*, (1), 1.
- Pantoja, Alor, J., 1962, Resumen de la Geología de la Hoja San Pedro del Gallo 13R-k (3) escala 1:100 000, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie de 1:100 000, 1 mapa con texto.
- Pantoja, Alor, J., 1963, A geological reconnaissance of the San Pedro del Gallo área, Durango, México: Tucson, Arizona, Department of Geology, The University of Arizona, Master of Science thesis, 151 p.
- Paul, C. R. C., Allison, P. A., & Brett, C. E. 2008, The occurrence and preservation of ammonites in the Blue Lias Formation (lower Jurassic) of Devon and Dorset, England and their palaeoecological, sedimentological and diagenetic significance: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270(3-4), 258-272.

- PEMEX, Petróleos Mexicanos, 1988, Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico: México, D.F., Subdirección de producción primaria, Coordinación ejecutiva de exploración, informe inédito, 229 pp.
- Peral, Carranza, H.D., Mata-Hernández, C., Wingartz-Carranza, J.A, 2009, Texto explicativo de la Carta Presa del Cedro FI 3-B28 escala 1 Estado de Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 52 pp.
- Pérez, de la Cruz, J.A., Arzabala-Molina, G., De Los Santos-Montaño, J., 2000, Informe de la Carta Geológico Minera y Geoquímica Ocampo GI 3-3 escala 1 estado de Coahuila: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 1 07 pp.
- Pérez, Ramos, O., 1978, Estudio estratigráfico del Paleozoico Superior del Anticlinorio de Huayacocotla, Veracruz: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección Técnica de Exploración, Proyecto C-3016, 41 p. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1978v39n2a15>
- Pérez, Rul, F.A.M., 1967, Hoja Viesca 1 3R-1 (5), Resumen de la Geología de la Hoja Viesca, estados de Coahuila y Durango: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie de 1 :1 00 000, 1 mapa con texto.
- Pessagno, E.A. Jr., Martin, Ch., 2003, Tectonostratigraphic evidence for the origin of the Gulf of Mexico: *in* C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, 46-74.
- Pessagno, E.A., Jr., Cantú-Chapa, A., Hull, D.M., Kelldorf, M., Longoria, J.F., Martim, C., Meng, X., Montgomery, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Ogg, J.G., 1999, Stratigraphic evidence for Northwest to southeast tectonic transport of Jurassic Terranes in Central Mexico and the Caribbean (Western Cuba) in Mann, P. (ed.), Caribbean Basin. Sedimentary Basins of the World: Amsterdam, Netherlands, Elsevier Science B.V., volumen 4, 1 23-150.
- Pettijohn, F. J., 1957, Sedimentary Rocks: Ed. Harpers, New York, NY (2ª edición).718 pp.
- Plummer, P. S., & Gostin, V. A., 1981, Shrinkage cracks; ¿desiccation or synaeresis?: *Journal of Sedimentary Research*, 51(4), 1147-1156. <https://doi.org/10.1306/212F7E4B-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Pojeta Jr, J., Runnegar, B., Peel, J. S., & Gordon Jr, M.,1987, Phylum mollusca: *Fossil invertebrates*, 270-436.
- Prothero, D.R., & Schwab, F. 2004, Sedimentary Geology: An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy: Second Edition. New York. W.H. Freeman and Company. 557 p.

- Quintero, Legorreta, O., 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 10, 6-25.
- Quintero, O. L. y Aranda, G. M. 1985, Relaciones estructurales entre el Anticlinorio de Parras y el Anticlinorio de Arteaga (Sierra Madre Oriental), en la región de Agua Nueva, Coahuila: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 21-36.
- Raisz, E. 1959, Land forms of Mexico: *Cambridge Mass, Map with text, scale 1: 3,000,000.* (NAID) 10011441958
- Ramírez, R. C. 1978, Reinterpretación tectónica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 5-42.
- Rangin, C., 1977, Sobre la presencia de Jurásico Superior con amonitas en Sonora septentrional: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 1, 1-14.
- Regalet, Figueroa, J. I., 2011, Bioestratigrafía, análisis microfacial y geoquímico de la Formación La Casita, Jurásico Tardío (Kimmeridgiano-Tithoniano) en Potrero Prieto Galeana, Nuevo León, México: Linares, Nuevo León, facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 93 pp.
- Reyes, Reyes, N.A., Maldonado-Lee, J.M., Hernández-Loredo, A., 1999, Informe de la Carta Geológico-Minera y Geoquímica Salinas de Hidalgo 14Q-a (7) escala 1 00,000, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 59 pp.
- Reyes, Reyes, N.A., Maldonado-Lee, J.M., Larrañaga-Obregón, G., 1997, informe de la Carta Geológico-Minera y Geoquímica Tanque de Dolores F 14 A23, escala 1 Estado de San Luis Potosí: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 54 pp.
- Rodríguez, F. D.; Toríz, G. J.; Banda, H. J. Y Meneses, R. J., 1997, Hydrocarbon habitat in the Zongolica sector of the Sierra Madre Oriental: Second Joint American Association Petroleum Geologists/Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Hedberg Research Symposium. Veracruz, México.
- Rogers, C.C., De Cserna, Z., Tavera-Amezcuca, E., Ulloa, S., 1957, Geología general y depósitos de fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, Boletín 38, 1 29 pp.
- Romo, Ramírez, J.R., Zárate-López, J., García-Ortiz, M., 2008, Informe de la Carta Geológico Minera Ciudad Victoria FI 4-A29 escala 1 Estado de Tamaulipas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 91 pp.

- Rueda, G. J.; Dueñas, M. A.; Rodríguez, J. L.; Minero, M. y Uribe, G., 1993, Los anticlinorios de Huizachal Peregrina y de Huayacocotla; dos partes de la fosa de Huayacocotla-EI Alamar: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. L111, p. 1-29.
- Rueda, Gaxiola, J., 1998, El origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas, con base en la palinoestratigrafía de lechos rojos: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15(1), 78-86.
- Salvador, A. 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 71, p. 419-451. <https://doi.org/10.1306/94886EC5-1704-11D7-8645000102C1865D>.
- Salvador, A., 1991, Chapter 8, Triassic-Jurassic in Salvador, A. (ed.), The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geologic of North America, vol. J. 131-180.
- Sánchez, Bermeo, G., Martínez-Ramos, C.J., Rodríguez-Rodríguez, J.S., 2001, Informe de la Carta Geológica-Minera Santa Teresa G14-A72 escala 1 Estado de Coahuila: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 43 pp.
- Sandoval, Cabrera, J., Rojas-Escudero, Durán-García, H., 2004, Carta Geológico-Minera Flor de Jimulco GI 3-D46 escala 1:50,000, Estado de Coahuila: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 49 pp.
- Santamaría, Orozco, D., Arenas-Partida, R., Escamilla-Herrera, A., 1990, Normalización de la nomenclatura estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México, Etapa I: Zona norte, Cretácico), Proyecto CAO-3052, Instituto Mexicano del Petróleo, 140 pp.
- Santana, Salas, C.A., 2008, Bioestratigrafía de la transición formacional La Casita-Taraises (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) en el Cañón El Novillo, Iturbide, Nuevo León: Linares, Nuevo León, México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis profesional, 82 pp.
- Santiago, Carrasco, B., Martínez-Ramos, C.J., Sánchez-Bermeo, G., Chiapa-García, R., Palacios-García, R., 2000, Informe de la Carta Geológico-Minera Monterrey G 14-7, escala 1:250,000, estados de Coahuila, Nuevo León y Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 99 pp.
- Saunders, W.B., and E.A. Shapiro., 1986, Calculation and simulation of ammonoid hydrostatics: Paleobiology 12(1): 64–79.
- Schumann, D. 1988, Observaciones paleoecológicas en secuencias del Kimmeridgiano/Tithoniano (Formación La Casita) de Nuevo León, Noreste de México: *Actas Fac. Cienc. Tierra, UANL*, 3, 43-59.
- Seegerstrom, 1961, Geology of the Bernal-Jalpan Area, Estado de Querétaro, México: U.S. Geological Survey, Bulletin, n. 1104-B, p.19-85.

- Silva, Romo, G., 1996, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. de S. L. P. y Zac.: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado, Tesis de Maestría, 139 p.
- Simpson, G. G., 1961, *Principles of animal taxonomy*: Columbia University Press, Nueva Yorck. ISBN: 9780231096508,023109650X
- Smith, I.C., 1981, Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of Lower Cretaceous in northern Mexico: West Texas Geological Society, Publication, numo 81-74, p. 1-27.
- Soto, Araiza, R.G., López, Ojeda, J. A., 2000, informe de la Carta Geológico, Minera y Geoquímica Charcas FI 4-A43 escala 1 Estado de San Luis Potosí: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 99 pp.
- Soto, Araiza, R.G., Maldonado, Lee, J.M., Pérez, Vargas, M.A., Estrada, Reyes, C., 2001, Informe final de la Carta Geológico-Minera Charco Largo FI 4-AI 3 escala 1 estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 38 pp.
- Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1,387-1,397. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<1387:CDATEE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<1387:CDATEE>2.0.CO;2).
- Suter, M., 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold thrust belt in east-central México: Geological Society of America Bulletin, v. 98, p.249-264. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)98<249:STATSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)98<249:STATSM>2.0.CO;2).
- Tanner, P. W. G. 1998, Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sand-filled cracks: a case study from late Proterozoic metasediments of Islay, Scotland: Sedimentology, 45(1), 71-89.<http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.1998.00135.x>
- Tardy M. 1980, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Université Pierre et Marie Curie de Paris, These de Doctorat d'Etat, Paris, France, 459 p.
- Tardy M., Maury R., 1973, Sobre la presencia de elementos de origen volcánico en las areniscas de los flyschs de edad Cretácica superior de los estados de Coahuila y Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 34, 5-12.
- Tardy, M. 1972, Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el Sector de Parras Coahuila: Distinción de las Series Coahuilense y Parrense: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 33(2), 51-70.

- Tardy, M., Longoria, J.F., Martínez, Reyes, J., Mitre, L. M., Patiño, M., Padilla & Sánchez, R.J., Ramírez, C. 1975, Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: La aloctonía del conjunto Cadena Alta-Altiplano Central, entre Torreón, Coahuila y San Luis Potosí. S.L.P. México: Universidad Autónoma de México. *Revista Instituto de Geología*. 75(1), 1-11.
- Tardy, M., Ramírez-R, C., Patiño-A, M., 1976, El Frente de la Napa de Parras (Conjunto Cadena Alta-Altiplano Central) en el área de Aramberri, Nuevo León, Sierra Madre Oriental, México: *Revista del Instituto de Geología*, 0(2), 1-12.
- Teichert, C., 1958, Cold-and deep-water coral Banks: *AAPG Bulletin*, 42(5), 1064-1082. <https://doi.org/10.1306/0BDA5AF5-16BD-11D7-8645000102C1865D>
- Thiel, V., & Hoppert, M. 2018, Fatty acids and other biomarkers in two Early Jurassic concretions and their immediate host rocks (Lias δ , Buttenheim clay pit, Bavaria, Germany): *Organic Geochemistry*, 120, 42-55.
- Torrijo, F. J., & Mandado Collado, J. M. A. 2010, Nódulos y Concreciones. Investigación y Ciencia: Edición Española de Scientific American. (409), 76-83. <http://hdl.handle.net/10251/65237>.
- Tristán, González, M., Torres-Hernández, J.R., 1992, Cartografía geológica 1 de la Hoja Charcas, estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, San Luis Potosí, del Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 115, 188 pp.
- 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.
- Trueman, A.E., 1941, The ammonoid body-chamber with special reference to the buoyancy and mode of life of the living ammonoid: *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 96: 339–383.
- Velasco, Segura, J.A., Stinnesbeck W., López-Oliva, J.G., González-González, A.H., 2004, Resultados preliminares de la evolución estratigráfica y paleoecológica en un perfil de la Formación La Caja del Jurásico Superior en la Sierra El Jabalí, Coahuila, México, en Reunión Anual 2004, Puerto Vallarta, Jalisco: México, D.F., Unión Geofísica Mexicana, *GEOS*, 24(2), p. 2-16.
- 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. PASCALGEODEBRGM732273242
- Villareal, Fuentes, J., 2007, Depósitos de Celestina en la zona de Los Alamitos, Estado de Coahuila: un ejemplo de mineralización del tipo MVT, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, tesis de maestría, 85 p.

- Villaseñor, A.B., González-Arreola, C., 1988, Fauna de amonitas y presencia de *Lamellaptychus murocostatus* Trauth del Jurásico Superior de la Sierra de Palotes, Durango: Revista del Instituto de Geología, 7(1), 71-77.
- Villaseñor, A.B., Olóriz, 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 Rubinovich-Kogan, R., Carreño, A.C. (eds.), Convención sobre la Evolución Geológica de México: Pachuca, Hidalgo, Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 23 8-240.
- Villaseñor, A.B., Olóriz, F., González-Arreola, C., 2000, Recent advances in Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) ammonite biostratigraphy of north-central Mexico based on recently collected ammonite assemblages: *GeoResearch Forum*, 6, 249262.
- Villaseñor, Martínez, A. B., 1982, Algunas familias de amonitas del Jurásico Superior de la región de Cuencamé, Durango: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis, 32 p.
- Viniegra, F., 1963, Geología Del Macizo de Teziutlán y de la cuenca cenozoica de Veracruz: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. XVIII, p.145-171.
- Viniegra, F., 1966, Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en la provincia de la Sierra Madre y Macizo de Teziutlán. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. v. 18, p.145-171. GEODEBRGM6811010991
- Weller, J. M., 1960, Stratigraphy principles and practice: Ed. Harper, Nueva York, 725 pp.
- Welles, S. P., 1943, Elasmosaurid plesiosaurs with description of new material from California and Colorado: *Memoirs of the University of California*. 13, 125-254.
- Westermann, G.E.G., 1996, Ammonoid life and habitat. In: *Ammonoid Paleobiology, Topics in Geobiology*, vol. 13, 607–707. New York: Plenum Press.
- Zarate del Valle, P., 1982, Geología y Análisis metalogenético de la Sierra de Catorce, S.L.P.: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 43(1 1 -21
- Zwanziger, J.A., 1978, Geología regional del sistema sedimentario Cupido: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 30(1 y 2), 1 -56.