

PALEONTOLOGÍA MEXICANA

Volumen 11 Número 2



Dra. Celestina González Arreola
Foto tomada el año 2017



Universidad Nacional Autónoma de México





PALEONTOLOGÍA MEXICANA

ISSN-L: 0543-7652

Número de reserva: 04-2022-072810185500-102

Segunda Época (2012-actualidad)

Entidad de edición: Unidad Editorial del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

Revista incluida en: Periódica, Biblat, Toda la UNAM en línea y Ulrich's Web

EDITOR EN JEFE — EDITOR-IN-CHIEF

Josep Anton Moreno Bedmar
Instituto de Geología, México

COMITÉ EDITORIAL — EDITORIAL ADVISORY BOARD

Miguel Company Sempere
Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, España.

Carles Martin Closas
Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, España.

Francisco Javier Vega Vera
Instituto de Geología, UNAM, México.

Angélica Oviedo García, Facultad de Ingeniería
Universidad Autónoma de Chihuahua, México.

Gerardo F. Carbot Chanona
Museo de Paleontología Eliseo Palacios Aguilera, Instituto de Historia Natural, Chiapas, México.

Victor Adrian Pérez Crespo
Instituto de Geología, UNAM, México.

Roque Aguado Merlo
Departamento de Geología, Universidad de Jaen, España.

Beatriz Aguirre Urreta
Departamento de Paleontología, Universidad de Buenos Aires, Argentina.

Liseth Pérez Alvarado
Instituto de Geosistemas y Bioindicaciones, Universidad Técnica de Braunschweig, Alemania.

EDICIÓN TÉCNICA Y PÁGINA WEB — TECHNICAL EDITION AND WEBSITE

Coordinadora de edición técnica: Sandra Ramos Amézquita

Edición técnica: José Roberto Ovando Figueroa y Lia Rodríguez Gómez

Corrección de estilo: José Roberto Ovando Figueroa y Lia Rodríguez Gómez

Formación y diseño: José Roberto Ovando Figueroa y León Felipe Álvarez Sánchez

ÍNDICE DE NÚMERO REGULAR – *REGULAR ISSUE NUMBER INDEX*

PÁGINA / PAGES	ARTÍCULOS – ARTICLES
41	Semblanza de la Dra. Celestina González Arreola. Barragán, Ricardo; Moreno-Bedmar, Josep Anton; Villaseñor, Ana Bertha; Omaña, Lourdes.
49	Especies del género <i>Epicheloniceras</i> del Aptiano superior en los estados de Chihuahua, Durango, Michoacán y Nuevo León, México. Moreno-Bedmar, Josep Anton; López-Alpizar, Lucero; Juárez-Arriaga, Edgar; Quiroz-Barragán, Jesús.
58	El registro fósil de los ammonoideos del Carbonífero-Pérmico de México y sus aportes bioestratigráficos, paleobiogeográficos y paleoambientales: una revisión. Ruiz-Naranjo, Metzgeri; Torres-Martínez, Miguel A.
77	Análisis geoquímico de elementos selectos en conchas subfósiles de <i>Polymesoda radiata</i> (Hanley, 1845) del Holoceno medio (Norgripiano) provenientes de la región lagunar Chantuto-Panzacola, Chiapas, México, y la relación Sr/Li como proxy para inferir paleotemperaturas de depósito. Sánchez-Beristain, Francisco; García-Barrera, Pedro; Bernal, Juan Pablo; Juárez-Aguilar, Edwin Aldrin; Alvarez-Icaza Pastor, Guadalupe; López-Jiménez, Fanny.
87	Estratigrafía y paleontología del Grupo Cabullona (Campaniano- Maastrichtiano), noreste de Sonora. Síntesis para una excursión a la Cuenca Cabullona. González-León, Carlos M.; Serrano-Brañas, Claudia Inés; Villanueva-Amadoz, Uxue; Scott, Robert W.; Duarte Bigurra, Rubén.
111	Excursión flora fósil triásica de la Formación Santa Clara en Sonora. Villanueva Amadoz, Uxue; Solís Limón, María Fernanda

DATOS DEL PRESENTE NÚMERO – *DATA OF THIS NUMBER*

Título: [Paleontología Mexicana](#)
 ISSN-L: [0543-7652](#)
 Número de reserva: [04-2022-072810185500-102](#)
 (revista electrónica): [2007-5189](#)
 Tipo de publicación: [Periódica](#)
 Periodicidad: [Semestral](#)
 Número de publicación: [Volumen 11 Número 2](#)
 Fecha de publicación: [Diciembre de 2022 \(finales\)](#)
 Año de inicio de la publicación: [1954](#)
 Materia de la publicación: [550 \(Ciencias de la Tierra\)](#)
 Editada por: [Unidad Editorial del Instituto de Geología de la UNAM](#)
 Domicilio: [Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04360, Coyoacán, CDMX. \(México\)](#)
 Tiraje: No aplica
 Tipo de impresión: No aplica
 Gramaje: No aplica
 Tipo de papel: No aplica

AGRADECIMIENTOS – *ACKNOWLEDGEMENTS*

El jefe editorial agradece a la M. en C. Sandra Ramos Amézquita y al M. en C. León Felipe Álvarez Sánchez por su trabajo editorial realizado en el volumen 11 (2).

DECLARATORIAS – STATEMENTS

Declaratoria de Acceso Abierto

Paleontología Mexicana (PM) provee acceso abierto a todos sus contenidos para la labor académica. Todo el contenido de la revista, desde el inicio de publicación de la revista (1954) hasta la actual fecha, se encuentra publicado en acceso abierto por PM. No existe cargo alguno a los autores y lectores por publicar o descargar el material publicado para fines académicos. De esta forma, PM está bajo el modelo acceso abierto dorado. El acceso a los contenidos de PM es libre en todo momento y sin restricciones. Paleontología Mexicana depende del apoyo financiero del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, del apoyo de la Unidad Editorial del Instituto de Geología, de su comité editorial y su padrón de revisores expertos.



Creative Commons License CC-BY-NC-ND

Paleontología Mexicana (PM) sigue las líneas de la organización Creative Commons. El usuario de PM está en libertad de:

- Copiar, compartir y redistribuir el material en cualquier medio o formato. Bajo los siguientes términos:
 - Atribución —Usted debe dar el crédito apropiado, proveer un vínculo a la licencia, e indicar si se hicieron cambios. Lo puede hacer en cualquier manera razonable, pero no de ninguna manera que sugiera que el licenciante lo respalda a usted o a su uso.
 - No comercial — No puede usted usar el material para propósitos comerciales.
 - Sin restricciones adicionales—Usted no puede aplicar términos legales medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros de hacer cualquier otra cosa que la licencia permite.
 - Sin Derivados —Si usted hace un remix, transforma, o reconstruye el material, entonces usted no puede distribuir el material modificado.

Avisos:

- No se dan garantías. Es posible que la licencia no le proporcione todos los permisos necesarios para su uso previsto. Por ejemplo, otros derechos como la publicidad, privacidad, o derechos morales pueden limitar el uso del material.
- Usted no tiene que cumplir con la licencia para elementos del material de dominio público o donde su uso está permitido por una excepción o limitación aplicable.

Sobre derechos de autor (copyright) y de publicación

Paleontología Mexicana permite a los autores mantener los derechos de autor sobre el material incluido en sus contribuciones (a menos que existan demandas legítimas de terceros) y retener los derechos de publicación sin restricciones, con la condición de citar de forma precisa la fuente exacta de PM para así respetar los derechos de autor.



DORA: Declaración de San Francisco sobre la evaluación de la Investigación.

Paleontología Mexicana se adhiere como firmante a la Declaración de San Francisco sobre la Evaluación de la Investigación (San Francisco Declaration on Research Assessment, DORA). Ver la siguiente liga: <https://sfidora.org/read/es>

Open Access Statement

Paleontología Mexicana (PM) provides open access to all the articles that it publishes. All the content of the journal, from the beginning of publication of the journal (1954) to the current date, is published in open access. There is no charge to authors and readers for publishing or downloading the published material for academic purposes. In this way, PM is under the golden open access model. Access to PM content is free at all times and without restrictions. PM depends on the financial support of the Institute of Geology of the National Autonomous University of Mexico (UNAM), on the editorial support of the Department of publications of the Institute of Geology, UNAM, on its editorial committee and its list of expert reviewers.



Creative Commons License CC-BY-NC-ND

Paleontología Mexicana follows the Creative Commons lines. You are free to:

- Share —copy and redistribute the material in any medium or format

Under the following terms:

- Attribution —You must give appropriate credit, provide a link to the license, and indicate if changes were made. You may do so in any reasonable manner, but not in any way that suggests the licensor endorses you or your use.
- Non-Commercial —You may not use the material for commercial purposes.
- No additional restrictions —You may not apply legal terms or technological measures that legally restrict others from doing anything the license permits.
- No Derivatives —If you transform, remix or build upon the material, you may not distribute the modified material.

Notices:

- No warranties are given. The license may not give you all of the permissions necessary for your intended use. For example, other rights such as publicity, privacy, or moral rights may limit how you use the material.
- You do not have to comply with the license for elements of the material in the public domain or where your use is permitted by an applicable exception or limitation.

Concerning copyright and publishing rights

Paleontología Mexicana allows all authors to hold the copyright of the material included in their contributions (provided that no rightful claims can be raised by a third party) and to retain publishing rights, without restrictions. The authors are required to cite the original source of such material within Paleontología Mexicana.



DORA: San Francisco Declaration on Research Assessment.

Paleontología Mexicana adheres as a signatory to the San Francisco Declaration on Research Assessment (DORA). Please see the link: <https://sfidora.org/read/>

Semblanza de la Dra. Celestina González Arreola

Biographical sketch of Dr. Celestina González Arreola

Barragán, Ricardo^{1,*}; Moreno-Bedmar, Josep Anton¹; Villaseñor, Ana Bertha¹; Omaña, Lourdes¹

¹Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica S/N, Ciudad Universitaria, Alcaldía Coyoacán, 04510, CDMX, México.

* ricardor@geologia.unam.mx

Resumen

La Dra. Celestina González Arreola es una investigadora, actualmente retirada, que laboró durante 52 años en el Instituto de Geología de la UNAM. Especializada en ammonites del Cretácico Inferior pero que también incursionó en el estudio de los ammonites del Paleozoico y del Jurásico. Son varias las aportaciones relevantes que ha efectuado, como son sus publicaciones. También es muy importante resaltar que estableció una metodología de campo de recolecta de ammonites, el muestreo estrato a estrato, novedosa en México y que se sigue empleando en la actualidad. Otra contribución es que a través de sus estudiantes formados se generó una escuela de ammonitólogos mexicanos. En este trabajo se da a conocer su trayectoria profesional en sus diversos aspectos, pero especialmente como investigadora y docente enmarcada en su contexto histórico. La semblanza biográfica finaliza examinando su legado y con un análisis personal de la Dra. González Arreola.

Palabras clave: Ammonites, Cretácico Inferior, Dra. Celestina González Arreola, Instituto de Geología, UNAM.

Abstract

Dra. Celestina González Arreola, currently retired, is a researcher who worked for 52 years at the Institute of Geology of the UNAM. Specializing in Lower Cretaceous ammonites, she also dabbled into the study of Paleozoic and Jurassic ammonites. There are several relevant contributions that she has made, such as her publications. It is also outstanding that she established a novel sampling field methodology for ammonites, bed to bed sampling, in Mexico that is still used today. Another of her contributions is that through her former students, a Mexican school of ammonite workers was generated. In this work, her professional career is disclosed in the various aspects of her academic work, but especially as a researcher and teacher framed in the historical context. The biographical sketch ends examining her legacy and with a personal analysis of Dra. González Arreola.

Keywords: Ammonites, Dra. Celestina González Arreola, Lower Cretaceous, Instituto de Geología, UNAM.

Cómo citar / How to cite: Barragán, R., Moreno-Bedmar, J.A., Villaseñor, A.B. & Omaña, L. (2022). Semblanza de la Dra. Celestina González Arreola. *Paleontología Mexicana*, 11(2), 41-48.

Manuscrito recibido: Diciembre 10, 2022.

Manuscrito corregido: Diciembre 13, 2022.

Manuscrito aceptado: Diciembre 13, 2022.



Prólogo

En la Revista Paleontología Mexicana se han publicado una serie de trabajos cuyo objetivo es el de rendir un pequeño homenaje a las y los investigadores que han contribuido de forma sustancial al desarrollo de la paleontología en México. Hasta el presente se han homenajeado a la Dra. Gloria Alencáster Ybarra, a la Dra. Blanca Estela Buitrón Sánchez, el profesor Eliseo Palacios Aguilera y el Dr. Ismael Ferrusquía Villafranca (Buitrón-Sánchez *et al.*, 2018; Chacón-Baca *et al.*, 2019; Carbot-Chanona *et al.*, 2020 y Pérez-Crespo y Moreno-Bedmar, 2021, respectivamente). Esta quinta contribución está dedicada a la Dra. Celestina González Arreola, investigadora, actualmente retirada, del Instituto de Geología de la UNAM. La presente semblanza se ha realizado a partir del conocimiento directo que los autores tienen de la Dra. González Arreola, así como varias entrevistas realizadas recientemente a la homenajeada para completar algunos aspectos concretos de la semblanza. Las fotografías que ilustran este trabajo han sido proporcionadas por la misma Dra. Celestina González Arreola junto con otras que estaban en poder de los autores de la presente contribución. Para validar la presente semblanza hay que señalar que la Dra. Celestina González Arreola fungió como revisora de esta junto con un segundo revisor anónimo. La portada de este volumen de Paleontología Mexicana (Volumen 11, Número 2) se dedica a la Dra. González Arreola y además contiene dos trabajos de ammonites cuyos respectivos autores dedican a la homenajeada.

1. Introducción

La Dra. Celestina González Arreola nació en Tampico, Tamaulipas, el 6 de abril de 1934 y durante su juventud migró a la Ciudad de México para estudiar la licenciatura en Biología. En el año 2014 se jubiló mediante el Subprograma de Retiro Voluntario por Jubilación del Personal Académico de Carrera (REVOL) con 52 años de servicios a la UNAM. La doctora era, en ese momento, investigadora titular B de Tiempo Completo del Instituto de Geología de la UNAM. Pertenecía al Sistema Nacional de Investigadores (SNI) con el nivel II y poseía PRIDE C. La Dra. González Arreola ha recibido algunos reconocimientos como el de Sor Juana Inés de la Cruz en el año 2013 y el reconocimiento por 50 Años de Servicios Académicos a la UNAM. Otro reconocimiento, ciertamente entrañable por parte de sus colegas, es que se le han dedicado dos especies nuevas: *Hybonoticeras gonzalezi* Olóriz y Villaseñor, 1999 y *Mathoceras celestinae* Barragán y Szives, 2007.

En este trabajo, se muestra la trayectoria profesional de la Dra. González Arreola exponiendo varias facetas de esta. En primer lugar, como investigadora, empezando por sus primeros pasos en el campo de la paleontología y continuando con un breve análisis de su obra

científica que enmarcamos y analizamos en su contexto histórico. A continuación, se muestra su faceta como docente. A lo anterior se suman otros aspectos que también se mencionan tal como son la labor que ha realizado como divulgadora de la ciencia y su labor institucional. Todo ello sin olvidar la dimensión humana de Celestina, que es como cordialmente la nombramos, que está siempre presente en esta semblanza a través de algunos de sus comentarios o las experiencias personales de los aquí firmantes.

2. Sus primeros pasos en la paleontología

Al preguntarle cómo inició su interés por la paleontología nos platicó sobre sus primeros pasos. Cuando la Dra. González Arreola llevó la materia de Paleontología con la Dra. Gloria Alencáster, los foraminíferos llamaron fuertemente su atención. La Dra. Alencáster la puso en contacto con el Dr. Agustín Ayala Castañares especialista en foraminíferos. Fruto de ello resultó su tesis de licenciatura titulada: Foraminíferos recientes de la Familia Soritidae, Ehrenberg 1839, en el Arrecife Alacranes. Banco de Campeche, Yucatán, México. Con esta tesis la Dra. González Arreola se licenció como Bióloga el 12 de junio de 1965 (Figura 1). Tras ello, Celestina regresó de nuevo con la Dra. Alencáster comentándole que lo que ella deseaba era trabajar con fósiles y allí Gloria le dijo que nadie estaba trabajando en el Instituto de Geología en cefalópodos cretácicos. Esta sugerencia de trabajar en cefalópodos fósiles fue totalmente del agrado de Celestina quien inició sus estudios de posgrado obteniendo su maestría mediante un Examen General de Conocimientos en el año 1979 y posteriormente su doctorado en 1989 mediante su tesis titulada: Bioestratigrafía (Amonitas y Calpionélidos) de la Formación Tarais (Cretácico Inferior) en Cuencamé, Durango y Parras, Coahuila (González-Arreola, 1989). En esta tesis Celestina combinó el estudio de los ammonites con los calpionélidos.

3. Su labor como investigadora

Una de sus primeras contribuciones sobre ammonites es la de González-Arreola (1974). En este trabajo la doctora estudia unos ammonites de la Formación San Juan Raya depositados en la colección Nacional de Paleontología del Instituto de Geología. Como ella misma nos señaló, esta contribución tiene la relevancia de que apenas existían reportes de ammonites de esta importante área paleontológica mexicana. Posteriormente, en González-Arreola (1977) estudió unos ammonites del Turoniano-Coniaciano del estado de Guerrero colectados por el Ing. Víctor M. Dávila en la Formación Mezcala. En aquel momento los ammonites de la Formación Mezcala únicamente habían sido estudiados de forma detallada por Burckhardt (1919). Otra aportación relevante



Figura 1. Cédula profesional de la Dra. Celestina González Arreola expedida el 21 de enero del 1966 que le permite ejercer como Bióloga.

fue la de González-Arreola y Comas-Rodríguez (1981) donde estudiaron unos ammonites del Berriasiano superior, Valanginiano y Hauteriviano inferior procedentes de Papalutla San Marcos, estado de Oaxaca. Posteriormente, González-Arreola y Carrillo-Martínez (1986) estudiaron ammonites del Jurásico Superior (Titoniano Superior) y del Cretácico Inferior (Hauteriviano-Barremiano) del área de San Joaquín Vizarrón, estado de Querétaro. Otra contribución relevante fue la de Ortega-Gutiérrez y González-Arreola (1987) donde se reporta un ammonite Valanginiano que permite fechar la secuencia sedimentaria deformada y con metamorfismo incipiente de la Sierra de Juárez, estado de Oaxaca. Otro trabajo fue el de Villaseñor y González-Arreola (1988), publicación resultante de la tesis de la licenciatura de la Dra. Villaseñor dirigida por Celestina. Otros trabajos que deben ser mencionados son los de González-Arreola *et al.* (1994), donde por vez primera se estudian formalmente los ammonites pérmicos de Olinalá, estado de Guerrero. Celestina realizó también publicaciones sobre ammonites Jurásicos junto con su estudiante la Dra. Villaseñor y el Dr. Federico Olóriz (e.g. Villaseñor

y González-Arreola, 1988; Olóriz *et al.*, 1998; Villaseñor *et al.*, 2000). Más recientemente Celestina estuvo focalizada en el estudio de los ammonites del Berriasiano superior y Valanginiano de México y es en estos trabajos donde aparecen dos nuevos actores, coautores del presente trabajo, los doctores Barragán y Moreno-Bedmar (González-Arreola y Barragán, 2007; Barragán y González-Arreola, 2009; González-Arreola *et al.*, 2014 y 2017). Otra contribución digna de mención es que la Dra. González Arreola formó parte del grupo Kilian, un grupo internacional de trabajo que reúne a los especialistas en ammonites del Cretácico Inferior. De esta participación resultaron una serie de publicaciones donde la doctora participó como coautora (Hoedemaeker *et al.*, 2003; Reboulet *et al.*, 2009, 2011, 2014). Finalmente, hay que mencionar también que Celestina participó en algunos trabajos sobre otros grupos fósiles, como por ejemplo bivalvos, foraminíferos y calpionélidos junto con la aquí firmante la Dra. Lourdes Omaña (e.g. De la Mora *et al.*, 1999; Alencáster *et al.*, 2009; Omaña *et al.*, 2017).

4. Importancia de su contribución

La importancia de la contribución de la Dra. González Arreola, primeramente, debe ser enmarcada en su contexto histórico en el que trabajó especialmente en sus inicios. En esa época tenemos los trabajos de Abelardo Cantú Chapa y su hermano Carlos Manuel (e.g. Cantú Chapa, A., 1963, 1966, 1967 y Cantú Chapa, C.M., 1968). Autores que siguieron trabajando por décadas, en especial Abelardo Cantú Chapa, y a los que se incorporaría alguno nuevo como por ejemplo Beatriz Contreras y Montero (e.g. Cantú Chapa, A., 1972; Cantú-Chapa, 1989, 2009; Cantú Chapa, A. *et al.*, 2018; Cantú Chapa, C.M., 1976; Contreras y Montero, 1977). Celestina nos comentó que estos autores trabajaron asociados a las brigadas de campo que realizó PEMEX, en las que los ingenieros y ayudantes colectaron la mayoría de ammonites que ellos estudiaron. La Dra. González Arreola nos explicó con orgullo que ella siempre que fue posible procuró coleccionar los ammonites objeto de sus trabajos. Por supuesto, en alguna ocasión Celestina también estudió los ammonites colectados por otras personas (e.g. González-Arreola, 1974; González-Arreola *et al.*, 1994) pero en general procuró coleccionar ella misma su propio material para tener un mejor control estratigráfico. Sin lugar a duda la tesis doctoral de la Dra. González Arreola y otras aportaciones (e.g. González-Arreola *et al.*, 1995; González-Arreola y Barragán, 2007; Barragán y González-Arreola, 2009; González-Arreola *et al.*, 2014, 2017) son los máximos exponentes de una metodología de trabajo novedosa en aquellos momentos en México. Una forma de trabajar que es la empleada actualmente por la mayoría de los especialistas en ammonites en activo del país como algunos de los aquí firmantes. Regresando a analizar esta contribución en su marco histórico, la Dra. González Arreola se percató de esa necesidad de

tener un control directo del muestreo de los ammonites y esa convicción se enriqueció a través del contacto con la escuela de ammonitólogos de la Universidad de Granada (España) por medio de la colaboración con el Dr. Federico Olóriz y posteriormente con el Dr. Miquel Company. Fue entonces cuando Celestina incorporó la metodología de muestreo estrato a estrato (Figuras 2 y 3). A esta metodología de trabajo hay que sumar la profesionalidad y ética de la Dra. González-Arreola quién siempre depositó los ammonites que estudiaba en el Museo María del Carmen Perrilliat Montoya, Colección Nacional de Paleontología del Instituto de Geología de la UNAM. La totalidad de los ammonites publicados por Celestina pueden ser actualmente consultados en dicha colección. Esto es relevante pues en ciencia es imprescindible tener la oportunidad, si se considera pertinente, de revisar los fósiles publicados. Esto se destaca porque no sucede lo mismo con algunos de sus

contemporáneos que no compartieron esa visión. En cambio, la Dra. Celestina González Arreola siempre ha procedido con una intachable ética personal y profesional. Celestina es plenamente consciente de la importancia de tener acceso a ammonites estudiados por otros investigadores pues en algunas de sus publicaciones justamente se revisan ammonites estudiados previamente por Aguilera, Böse, Burckhardt y Castillo (e.g., González-Arreola *et al.*, 2014; Barragán *et al.*, 2016). La Dra. González Arreola también nos comentó que ella considera que una parte relevante de su contribución fue la de reportar ammonites en algunos estados donde apenas eran conocidos como, por ejemplo, en Oaxaca o Querétaro (e.g. González-Arreola y Comas-Rodríguez, 1981; González-Arreola y Carrillo-Martínez, 1986).

5. Docencia y formación de estudiantes

La incorporación de la Dra. González Arreola como docente tuvo lugar el año 1961 iniciando su labor como profesora de Biología en Colegios Incorporados a la UNAM. También durante el año 1961 ingresó al Instituto de Geología como Auxiliar de Investigador donde se sucedieron diversas promociones hasta alcanzar el nivel de investigadora titular B. En el año 1962 inició su labor como profesora de Práctica de Biología y profesora de Biología en la ENP-UNAM, Preparatoria No. 5 hasta el año 1965. Posteriormente, en el año 1966, continuó su actividad docente, inicialmente como ayudante de profesor de Paleontología para rápidamente fungir como titular, en la Facultad de Ciencias, UNAM, impartiendo varios cursos, generalmente de Paleontología, durante décadas. También impartió algunas materias relacionadas con la paleontología en el Posgrado en Geología de la Facultad de Ciencias.

Esta amplia labor docente le permitió atraer la atención de algunos estudiantes habiendo dirigido un total de 9 tesis de licenciatura, 5 de maestría y 1 tesis de doctorado. Así mismo ha asesorado a diversos estudiantes y ha sido tutora académica a nivel de maestría y doctorado. Entre sus estudiantes y discípulos hay que destacar por ejemplo a algunos de los aquí firmantes. La Dra. Ana Bertha Villaseñor realizó su tesis de licenciatura, maestría y doctorado bajo su dirección y actualmente es investigadora del departamento de Paleontología del Instituto de Geología, siendo especialista en ammonites del Jurásico. Ricardo Barragán realizó su tesis de licenciatura con la doctora quien tuvo la visión de promover su ingreso a la Universidad Internacional de la Florida para realizar su doctorado bajo la asesoría del Dr. Florentin Maurrasse (Figura 4). El Dr. Barragán tras regresar a México en el año 2000, se incorporó al departamento de Paleontología del Instituto de Geología fungiendo actualmente como el director de esta institución. El Dr. Barragán es especialista en ammonites del Cretácico Inferior.



Figura 2. La Dra. Celestina González Arreola durante una campaña de campo en Cuencamé de Ceniceros, estado de Durango muestreando los ammonites valanginianos de la Formación Taraises en el año 1992, sentada sobre el estrato numerado como 77.



Figura 3. La Dra. Celestina González Arreola durante una campaña de campo en la localidad de los Hornos, región de Huetamo, estado de Michoacán muestreando los ammonites Barremianos de la Formación San Lucas en el año 1992.

6. Otras contribuciones

Hay que señalar otras contribuciones o actividades relacionadas con el amplio y diverso quehacer académico de Celestina. Por ejemplo, la realización de estancias de investigación. La primera con el Dr. G.E.G. Westermann en la McMaster University en Ontario, Canadá o la estancia que realizó en la Universidad de Granada, España, o la efectuada en el Hungarian Natural History Museum, en Budapest, Hungría, como participante y responsable de un proyecto de investigación bilateral México-Hungría. Otra actividad que resalta corresponde a su participación en numerosos congresos nacionales e internacionales, destacando las participaciones de la Dra. González Arreola en las reuniones realizadas por el grupo Kilian (Figura 5). Celestina estuvo activa en el grupo Kilian hasta su retiro en el año 2014 participando en una publicación del grupo de trabajo ese mismo año (Reboulet *et al.*, 2014). La doctora también ha realizado labor institucional fungiendo, por ejemplo, como coordinadora del Posgrado en Geología de la Facultad de Ciencias; como consejera universitaria representante de los académicos ante el Consejo Universitario y como miembro del Consejo Interno del Instituto de Geología. Por lo que hace referencia al área de divulgación y difusión de la ciencia hay que mencionar que ha publicado casi una decena de trabajos de divulgación y ha participado en numerosas ponencias nacionales e internacionales.

7. Su legado

La Dra. Celestina González Arreola aporta a la paleontología mexicana sus publicaciones especialmente focalizadas en ammonites del Cretácico Inferior y, como se comentaba anteriormente, todos los ammonites objeto de estas están depositados en la Colección



Figura 4: La Dra. Celestina González Arreola enfrente y atrás el Dr. Florentin Maurrasse en el año 2000 campaña de campo en Cuencamé de Ceniceros, estado de Durango.

Nacional de Paleontología. Pero no menos importante son los estudiantes que ha formado entre los que se encuentran algunos de los aquí firmantes. Otra parte de su legado son los fósiles que ha colectado a lo largo de décadas y que han sido objeto de estudio en algunas tesis y otra parte que no ha sido estudiada en su totalidad. Actualmente la Dra. González Arreola está dedicada a depositar todo este material recolectado por ella en la Colección Nacional de Paleontología.

8. La persona

Todos los aquí firmantes hemos tenido el privilegio de trabajar con la Dra. Celestina González Arreola y conocerla en lo profesional y en lo personal en mayor o menor medida. Una de las características más destacables de Celestina ha sido siempre su intachable y férrea ética profesional y personal. Además, es una persona minuciosa y ordenada que le da su importancia a los detalles. Celestina es también generosa y le gusta ayudar a sus estudiantes y colegas, y son justamente estas características las que le han permitido generar sinergias e iniciar una escuela de ammonitólogos en México. Celestina ha sido siempre una académica que ha huido de los reflectores manteniéndose, cuando le resultaba posible, en un discreto segundo plano. Celestina es también una persona con opiniones muy claras y que las da conocer sin prejuicios.

9. Conclusiones

La Dra. González Arreola con 52 años de antigüedad en la UNAM es una paleontóloga con un fuerte compromiso en el estudio de los ammonites de México. Especializada en ammonites del Cretácico Inferior también incursionó en el estudio de los ammonites del



Figura 5. Fotografía de los asistentes a la reunión del grupo Kilian en Dijon, Francia, el 30 de agosto del 2010 en el marco del octavo congreso internacional Cephalopods Present and Past. En el lado izquierdo de la fotografía la Dra. González Arreola flanqueada a su izquierda por el Dr. Miquel Company y a la derecha por la Dra. Beatriz Aguirre Urreta. En la fila de atrás a la izquierda aparecen dos de los autores de la presente contribución el Dr. Ricardo Barragán y a su lado el Dr. Josep A. Moreno Bedmar.

Paleozoico, Jurásico y Cretácico Superior. Sus contribuciones son amplias y diversas, destacando sus publicaciones, su labor docente e institucional, lo que constituye un amplio legado académico. A lo anterior se suma los numerosos fósiles de ammonites recolectados durante décadas que están depositados o se están depositando en la colección Nacional de Paleontología del Instituto de Geología, y es sin duda otro de sus legados. Otra aportación importante lo constituyen sus estudiantes, algunos de los cuales son destacados investigadores del Instituto de Geología, gestándose así una escuela de ammonitólogos mexicanos. El estudio de los ammonites de México es un campo de trabajo con un enorme potencial de crecimiento y Celestina junto con los profesionistas formados bajo su dirección, han contribuido sustancialmente a su desarrollo.

Agradecimientos

Los autores deseamos agradecer la revisión de este trabajo a un revisor anónimo y también la revisión realizada por la homenajeadas mismas que han permitido

mejorar el trabajo. Así mismo agradecemos a la M. en C. Sandra Ramos Amézquita y al M. en C. León Felipe Álvarez Sánchez por la edición técnica.

Referencias

- Alencáster, G., Omaña, L., González-Arreola, C. & Hernández-Láscares, D. (2009). First record of the genus *Trichites* (Mollusca, Bivalvia) from the Upper Jurassic (Kimmeridgian) of Santiago Coatepec, Puebla, Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26(3), 647–657.
- 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, 300–306.
- Barragán, R. & Szives, O. (2007). New records of *Mathoceras* Casey (Deshayesitidae, Ammonoidea) from the Aptian (Lower Cretaceous) of Mexico and Hungary: Biostratigraphic and paleobiogeographic implications. *Geobios*, 40, 21–30.
- Barragán, R., Moreno-Bedmar, J.A. & González-Arreola, C. (2016). Aptian ammonites from Mazapil, Zacatecas State (north-central Mexico) studied by Burckhardt in 1906: A revision. *Carnets de Géologie*, 16(14), 355–367.

- Buitrón-Sánchez, B.E., García-Barrera, P., Ferrusquía-Villafranca, I., Oviedo, A. & Moreno-Bedmar, J.A. (2018). In memoriam Gloria Alencáster Ybarra 1926-2018. *Paleontología Mexicana*, 7 (2), 73–79.
- Burckhardt, C. (1919–1921). Faunas Jurásicas de Symon (Zacatecas) y faunas Cretácicas de Zumpango Del Rio (Guerrero). *Boletín del Instituto Geológico de México*, 33, 1–136.
- Cantú Chapa, A. (1963). Étude Biostratigraphique des Ammonites du Centre et de l'est du Mexique (Jurassique supérieur et Crétacé). *Mémoire de la Société Géologique de France, Nouvelle Série*, 42, 4(Mémoire 99), 102 pp.
- Cantú Chapa, A. (1966). Se Propone una nueva Subdivisión de la Familia Olcostephanidae (Ammonoidea), del Cretácico Inferior (TARAISITINAE subfam. nov. y TARAISITES gen. nov.). *Ingeniería Petrolera*, 6 (12), 15–17.
- Cantú Chapa, A. (1967). El Límite Jurásico-Cretácico en Mazatepec, Puebla (México). *Revista Instituto Mexicano del Petróleo, Sección Geología, Monografía*, 1, 3–24.
- Cantú Chapa, A. (1972). Amonitas del Valanginianio Superior del Pozo Calichoso no. 1 (Noreste de México). *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 4(3), 88–91.
- Cantú-Chapa, A. (1989). La Peña Formation (Aptian): a condensed limestone-shale sequence from the subsurface of NE Mexico. *Journal of Petroleum Geology*, 12(1), 69–84.
- Cantú-Chapa, A. (2009). Ammonites of the Cretaceous Tarais and lower Tamaulipas formations in eastern Mexico. En Bartolini, C. & J.R. Román Ramos (eds.), *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: AAPG, Memoir*, 90, 191–216.
- Cantú Chapa, A., Zarazua Saucedo, J.C., Sánchez Rodríguez, V. & Morales Chapina, A. (2018). *Esiaticomanites rursiconstricta*, amonita del Albiano (Cretácico Inferior) del Este de México. *Revista petroquímex*, mayo-junio, 2018, 54–55.
- Cantú Chapa, C.M. (1968). Las Rocas Eocretácicas de Zitácuaro, Michoacán. *Instituto Mexicano del Petróleo, sección Geología, Monografía*, 2, 3–18.
- Cantu Chapa, C.M. (1976). Estratigrafía de la Formación La Peña (Aptiano Sup.) en el área de Monterrey, N. L. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 8(4), 7–16.
- Carbot-Chanona, G., Coutiño José, M.A. & Avendaño-Gil, M.A. (2020). El profesor Eliseo Palacios Aguilera y su contribución a la paleontología mexicana. *Paleontología Mexicana*, 9(2), 103–109.
- Chacón Baca, E., Moreno-Bedmar, J.A. & Velasco de León, P. (2019). Semblanza de la Dra. Blanca Estela Buitrón Sánchez. *Paleontología Mexicana*, 8 (2), 75–81.
- Contreras y Montero, B. (1977). Bioestratigrafía de las formaciones Tarais y La Peña (Cretácico Inferior), de la Goleta, Coahuila y Minillas, Nuevo León. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 9 (1), 8–29.
- De la Mora, A., Olóriz, F. & González-Arreola, C. (1999). Datos preliminares sobre el megabentos de bivalvos del Jurásico Superior-Cretácico basal en el Cañón de San Matías (Zacatecas, México). *Geogaceta, Madrid*, 26, 19–22.
- González-Arreola, C. (1974). *Phylloceras* del Cretácico inferior de San Juan Raya-Zapotitlán, Estado de Puebla, México. *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, 35, 29–37.
- González-Arreola, C. (1977). Amonitas del Coniaciano (Cretácico Superior) de la región de Tepetlapa, Estado de Guerrero. *Revista del Instituto de Geología*, 1 (2), 167–173.
- González-Arreola, C. (1989). *Bioestratigrafía (Amonitas y Calpionélidos) de la Formación Tarais (Cretácico Inferior) en Cuencamé, Durango y Parras, Coahuila: México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis Doctoral, 99 pp.
- González-Arreola, C. & Comas-Rodríguez, O. (1981). Una nueva localidad del Cretácico Inferior (Neocomiano) en el Estado de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 42, 69–77.
- González-Arreola, C. & Carrillo-Martínez, M. (1986). Amonitas del Jurásico Superior (Titoniano superior) y del Cretácico Inferior (Hauteriviano-Barremiano) del área de San Joaquín-Vizarrón, Estado de Querétaro. *Revista del Instituto Geológico de México*, 6 (2), 171–177.
- González-Arreola, C. & Barragán, R. (2007). *Oosterella* (Ammonoidea) from the Tarais Formation (upper Valanginian), Durango, northeast Mexico. *Cretaceous Research*, 28, 419–427.
- González-Arreola, C., Villaseñor, A.B. & Corona-Esquivel, R. (1994). Permian fauna of the Los Arcos Formation, Municipality of Olinalá, State of Guerrero, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11 (2), 214–221.
- González-Arreola, C., Olóriz, F. & Villaseñor, A.B. (1995). Nuevos datos sobre el Valanginiano en el nor-noreste de México. *Géologie Alpine*, 20 (1994), 191–203.
- González-Arreola, C., Barragán, R. & Moreno-Bedmar, J.A. (2014). Olcostephanidae (Ammonoidea) from the upper Valanginian Tarais Formation (Durango state, Mexico). *Cretaceous Research*, 49, 55–62.
- González-Arreola, C., Barragán, R., Company, M., Moreno-Bedmar, J.A. & Cruz-Vázquez, R. (2017). Upper Berriasian ammonites from the Tarais Formation of Cuencamé de Cenicerros section, Durango State, Northern Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69 (2), 465–477.
- Hoedemaeker, P.J., Reboulet, S., (reporters), Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., Barragán, R., Company, M., González Arreola, C., Klein, J., Lukeneder, A., Ploch, I., Raisossadat, N., Rawson, P.F., Ropolo, P., Vašíček, Z., Vermeulen, J. & Wippich, M.G.E. (2003). Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the 'Kilian Group' (Lyon, 11 July 2002). *Cretaceous Research*, 24, 89–94, and erratum (p. 805).
- Olóriz, F., Villaseñor, A.B. & González-Arreola, C. (1998). Re-evaluation of *Procraspedites* Spath, 1930 (Ammonitina) from the upper Kimmeridgian of Mexico. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169 (2), 243–254.
- Olóriz, F. & Villaseñor, A.B. (1999). New microconchiate *Hybonoticer* from Mexico [Nouveaux *Hybonoticer* microconques du Mexique]. *Geobios*, 32 (4), 561–573.
- Omaña, L., González-Arreola, C. & Nuñez-Useche, F. (2017). The Berriasian-Valanginian boundary interval based on calpionellids from the Tarais Formation, Cuencamé de Cenicerros, Durango, NW Mexico: Biostratigraphic, paleoecologic and paleobiogeographic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 589–600.
- Ortega-Gutiérrez, F. & González-Arreola, C. (1987). Una edad cretácica de las rocas sedimentarias deformadas de la Sierra de Juárez, Oaxaca. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 6 (1), 100–101.
- Pérez-Crespo, V.A. & Moreno-Bedmar, J.A. (2021). Semblanza del Dr. Ismael Ferrusquía Villafranca. *Paleontología Mexicana*, 10 (2), 83–92.
- Reboulet, S., Klein, J., (reporters), Barragán, R., Company, M., González-Arreola, C., Lukeneder, A., Raisossadat, S.N., Sandoval, J., Szives, O., Tavera, J.M., Vašíček, Z. & Vermeulen, J. (2009). Report on the 3rd International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Vienna, Austria, 15th April 2008). *Cretaceous Research*, 30, 496–502.
- Reboulet, S., Rawson, P.F., Moreno-Bedmar, J.A. (reporters), Aguirre-Urreta, M.B., Barragán, R., Bogomolov, Y., Company, M., González-Arreola, C., Idakieva Stoyanova, V., Lukeneder, A., Matron, B., Mitta, V., Randrianaly, H., Vašíček, Z., Baraboshkin, E.J., Bert, D., Bersac, S., Bogdanova, T.N., Bulot, L.G., Latil, J.-L., Mikhailova, I.A., Ropolo, P. & Szives, O. (2011). Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Dijon, France, 30th August 2010). *Cretaceous Research*, 32, 786–793.
- Reboulet, S., Szives, O., Aguirre-Urreta, B., Barragán, R., Company, M., Idakieva, V., Ivanov, M., Kakabadze, M.V., Moreno-Bedmar, J.A., Sandoval, J., Baraboshkin, E.J., Çağlar, M.K., Fözy, I., González-Arreola, C., Kenjo, S., Lukeneder, A., Raisossadat, S.N., Rawson, P.F. & Tavera, J.M. (2014). Report on the 5th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Ankara, Turkey, 31st August 2013). *Cretaceous Research*, 50, 126–137.

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, México. Revista del Instituto de Geología de la UNAM, 7 (1), 71–77.

Villaseñor, A.B., Olóriz, F. & González-Arreola, C. (2000). Recent advances in Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) ammonite biostratigraphy from north-central Mexico. Based in new collected. *GeoResearch Forum*, 6, 249–262.

Especies del género *Epicheloniceras* del Aptiano superior en los estados de Chihuahua, Durango, Michoacán y Nuevo León, México

Upper Aptian species of the genus Epicheloniceras from the states of Chihuahua, Durango, Michoacán and Nuevo León, Mexico

Moreno-Bedmar, Josep Anton^{1,*}; López-Alpízar, Lucero², Juárez-Arriaga, Edgar¹, Quiroz-Barragán, Jesús³

¹Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, México, Ciudad de México, México. ORCID 0000-0001-8426-2750

²Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. Circuito exterior s/n, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, Ciudad de México, México. ORCID 0000-0001-9430-5718

³Museo Paleontológico de La Laguna, Av. Juárez 580, Poniente, Colonia Centro, 27000, Torreón, Coahuila, México. ORCID 0000-0001-9198-6458

* josepamb@geologia.unam.mx

Resumen

Las especies del género *Epicheloniceras*, presentes en el Aptiano superior de México, reúnen formas tanto endémicas como de una distribución geográfica amplia. Los ammonites aquí estudiados se muestran en diferentes figuras, además, se realizaron siete modelos 3D de los ejemplares más relevantes para mejorar la visualización de sus características principales. Se analizaron seis especies de *Epicheloniceras* endémicas de México y se sugiere una posible sinonimia entre dos de ellas. Del mismo modo, se identifican y discuten cuatro especies del género *Epicheloniceras* que poseen una distribución geográfica amplia. Se considera que mejorar nuestro conocimiento sobre el registro del género *Epicheloniceras* en México permitirá empezar a evaluar el potencial de estas formas como índices bioestratigráficos secundarios en la Provincia del Atlántico Central. Así mismo, el estudio de las especies de *Epicheloniceras* con una distribución geográfica amplia va a permitir realizar correlaciones más precisas entre el esquema biozonal de la Provincia del Atlántico Central y las biozonaciones europeas, donde algunas especies de este género se emplean como índices bioestratigráficos primarios.

Palabras clave: Ammonites, *Epicheloniceras*, Aptiano superior, México, Provincia del Atlántico Central.

Abstract

The species of the genus *Epicheloniceras*, from the upper Aptian of Mexico, gather forms both endemic and with a wide geographical distribution. The ammonites studied herein are shown in several figures; in addition, seven 3D models of the most relevant specimens were made to improve the visualization of their main features. Six endemic species of *Epicheloniceras* from Mexico were analyzed, and it is suggested a possible synonymy between two of them. Similarly, four species of the genus *Epicheloniceras* with a wide geographic distribution are identified and discussed. It is considered that improving our knowledge about the record of the genus *Epicheloniceras* in Mexico will allow us to begin evaluating the potential of these forms as secondary biostratigraphic markers in the Central Atlantic Province. Likewise, the study of *Epicheloniceras* species with a wide geographic distribution will contribute to making more precise correlations between the biozonal scheme

Cómo citar / How to cite: Moreno-Bedmar, J.A., López-Alpízar, L., Juárez-Arriaga, E. & Quiroz-Barragán, J. (2022). Especies del género *Epicheloniceras* del Aptiano superior en los estados de Chihuahua, Durango, Michoacán y Nuevo León, México. *Paleontología Mexicana*, 11(2), 49–57.

Manuscrito recibido: Diciembre 2, 2022.

Manuscrito corregido: Diciembre 8, 2022.

Manuscrito aceptado: Diciembre 9, 2022.



of the Central Atlantic Province and the European biozonations, where some species of this genus are employed as primary biostratigraphic markers.

Keywords: Ammonites, *Epicheloniceras*, upper Aptian, Mexico, Central Atlantic Province.

1. Introducción

En las últimas dos décadas se han realizado avances considerables en el estudio de los ammonites del Aptiano de México (e.g., Barragán, 2001; Barragán y Maurrasse, 2008; Moreno-Bedmar y Delanoy, 2013; Moreno-Bedmar et al., 2018; Ovando-Figueroa et al., 2018; Barragán et al., 2021; Samaniego-Pesqueira et al., 2021). La notable presencia de endemismos en los ammonites del Aptiano de México causa que las biozonaciones europeas sean difíciles de emplear, debido a ello, se ha desarrollado una zonación propia basada en los ammonites aptianos de México (e.g., Barragán et al., 2021; Samaniego-Pesqueira et al., 2021), misma que se conoce como biozonación para la Provincia del Atlántico Central (e.g. Moreno-Bedmar et al., 2018; Ovando-Figueroa et al., 2018; Reboulet et al., 2018). El inicio del Aptiano superior en Europa se reconoce empleando la presencia de varias especies de *Epicheloniceras* (Casey, 1961; Casey et al., 1998; Reboulet et al., 2018) pero en México los *Epicheloniceras* son elementos relativamente raros en las asociaciones de ammonites del Aptiano superior. Hasta ahora, la gran mayoría de los *Epicheloniceras* mexicanos que han sido reportados pertenecen a la parte baja del Aptiano superior. Debido a la evidente escasez que presenta el grupo, en México se ha optado por emplear como especie índice a *Caseyella aguilerae* (Burckhardt, 1925), que es un taxon endémico bastante común y cuya primera aparición estratigráfica permite caracterizar el inicio del Aptiano superior en México (e.g., Moreno-Bedmar et al., 2018; Barragán et al., 2021). Dicha escasez de especies de *Epicheloniceras* en el Aptiano de México, aunado a que no se están empleando como formas índices, ha causado que nuestro conocimiento sobre estos ammonites sea bastante incompleto. En este trabajo se analizan algunas de las especies del género *Epicheloniceras* reportadas en la literatura junto con nuevos hallazgos realizados en los estados de Chihuahua, Durango y Michoacán; además, se divide el registro mexicano de *Epicheloniceras* en formas endémicas y formas de distribución geográfica amplia. De la presente contribución hay que destacar los reportes que se realizan de *Epicheloniceras* para los estados de Chihuahua y Michoacán de la parte media-alta del Aptiano superior, pues estas formas eran prácticamente desconocidas en México e incluso han sido confundidas con el género "*Eodouvilleiceras*" (Ovando-Figueroa et al., 2018). Asimismo, en esta aportación se ilustran algunos de los especímenes más importantes del género *Epicheloniceras*, incluyendo material recientemente hallado, a lo que se suman siete modelos 3D de

los ejemplares más relevantes. Mejorar nuestro conocimiento sobre el registro del género *Epicheloniceras* en México permitirá empezar a vislumbrar el potencial de estas formas como índices bioestratigráficos secundarios en la Provincia del Atlántico Central. Además, las especies de *Epicheloniceras* con una distribución geográfica amplia contribuirán a realizar correlaciones más precisas entre el esquema biozonal mexicano y los esquemas europeos, estudios que se han visto fuertemente entorpecidos por la abundante presencia de ammonites endémicos en México.

2. Material y métodos

Diez de los ammonites que se estudian en este trabajo se encuentran depositados en el "Museo María del Carmen Perrilliat Montoya, Colección Nacional de Paleontología, Instituto de Geología, UNAM, México" con el acrónimo IGM (Instituto Geológico de México). Tres ammonites adicionales ilustrados en este trabajo están resguardados en el Museo de Paleontología en Ann Arbor, Michigan, Estados Unidos de América, con el acrónimo UMMP (Universidad de Michigan, Museo de Paleontología). Los ejemplares han sido ilustrados mediante la toma de fotografías, utilizando la técnica de blanqueo con cloruro de amonio. Del mismo modo, se realizaron siete modelos en 3D de los ammonites más relevantes utilizando el escáner 3D EinScan-SP. Dichos modelos se pueden consultar en el anexo. Si los lectores del trabajo desean imprimir uno, varios o la totalidad de los ammonites, los archivos de impresión (formatos de archivo .obj o .stl) están disponibles previa solicitud por correo electrónico al autor de correspondencia.

3. Áreas de estudio, estratigrafía y material fósil

Cinco de los ammonites revisados en el presente trabajo proceden de la Formación La Peña de los estados de Chihuahua, Durango y Nuevo León, mientras que los otros cinco proceden de la Formación Purúa del estado de Michoacán. Los ammonites de la Formación La Peña han sido ampliamente estudiados, especialmente los procedentes de afloramientos de los estados de Durango, Coahuila y Nuevo León (e.g., Burckhardt, 1925, Humphrey, 1949; Cantú Chapa, 1976; Barragán, 2001; Barragán y Maurrasse, 2008; Moreno-Bedmar et al., 2018; Barragán et al., 2021; Ovando-Figueroa et al., 2018); sin embargo, son relativamente poco conocidos para el estado de Chihuahua, donde recientemente se

han estudiado los ammonites de la localidad de Cerro Chino en el municipio de Coyame del Sotol (González-León *et al.*, 2018; Ovando-Figueroa *et al.*, 2018). La localidad Cuchillo Parado 1, es otra localidad chihuahuense de la Formación La Peña que actualmente se encuentra en estudio. En ambas localidades se observan características litológicas distintivas que nos permiten reconocer una clara tripartición de la Formación la Peña. La parte inferior de la Formación La Peña está constituida por una alternancia de marga y caliza margosa negra de ~240 metros de espesor. En la parte inferior de esta sucesión aparecen puntualmente niveles con nódulos que contienen fósiles de ammonites y bivalvos del Aptiano inferior, biozona *Dufrenoyia justinae*. Algunos estratos con nódulos se hallan también en la parte superior de este paquete. En estos niveles se han colectado abundantes ammonites, entre ellos los *Epicheloniceras* aquí estudiados (Figura 1). Con respecto a la localidad de Cerro Chino estos niveles nodulosos, además de presentar ammonites, contienen también langostas fósiles (González-León *et al.*, 2018). Por encima de este primer conjunto de rocas aparece un segundo paquete esencialmente carbonatado, con aproximadamente 30 metros de potencia, constituido por estratos medianos de caliza negra con delgadas intercalaciones de marga. Esta unidad se intemperiza, dando lugar a colores ocres claros. Estas calizas intemperizadas en los

afloramientos son fácilmente identificables a grandes distancias, debido a que contrastan fuertemente con el paquete inferior predominantemente margoso y de color negro intenso. Por encima de esta sucesión carbonatada aparecen margas y calizas margosas negras a grisáceas. Dentro de este paquete destacan unos niveles más competentes de caliza nodulosa que contienen un abundante registro de ostreidos. Dicho paquete superior, a medida que se asciende estratigráficamente, se torna progresivamente más calizo. La tripartición de la Formación La Peña también se observa en algunas otras localidades como en el área de la Presa Francisco Zarco en la localidad de Cañón de Fernández en el estado de Durango, donde la tripartición se genera por la presencia de un paquete medio de caliza nodulosa muy resistente a la erosión (Figura 1). La edad de estas calizas nodulosas difiere del paquete medio descrito en la localidad de Cuchillo Parado 1 (Figura 1). En Durango, el registro de *Epicheloniceras* se extiende entre la parte inferior de la Formación La Peña y las calizas nodulosas (Figura 1). Los primeros *Epicheloniceras* en esta área aparecen en el Aptiano inferior terminal (Moreno-Bedmar *et al.*, 2018). En cambio, en el estado de Nuevo León, la Formación La Peña presenta otras características, entre ellas, una sucesión condensada que no posee una tripartición (Figura 1). Previamente, Humphrey (1949) estudió la Formación La Peña con estas características entre

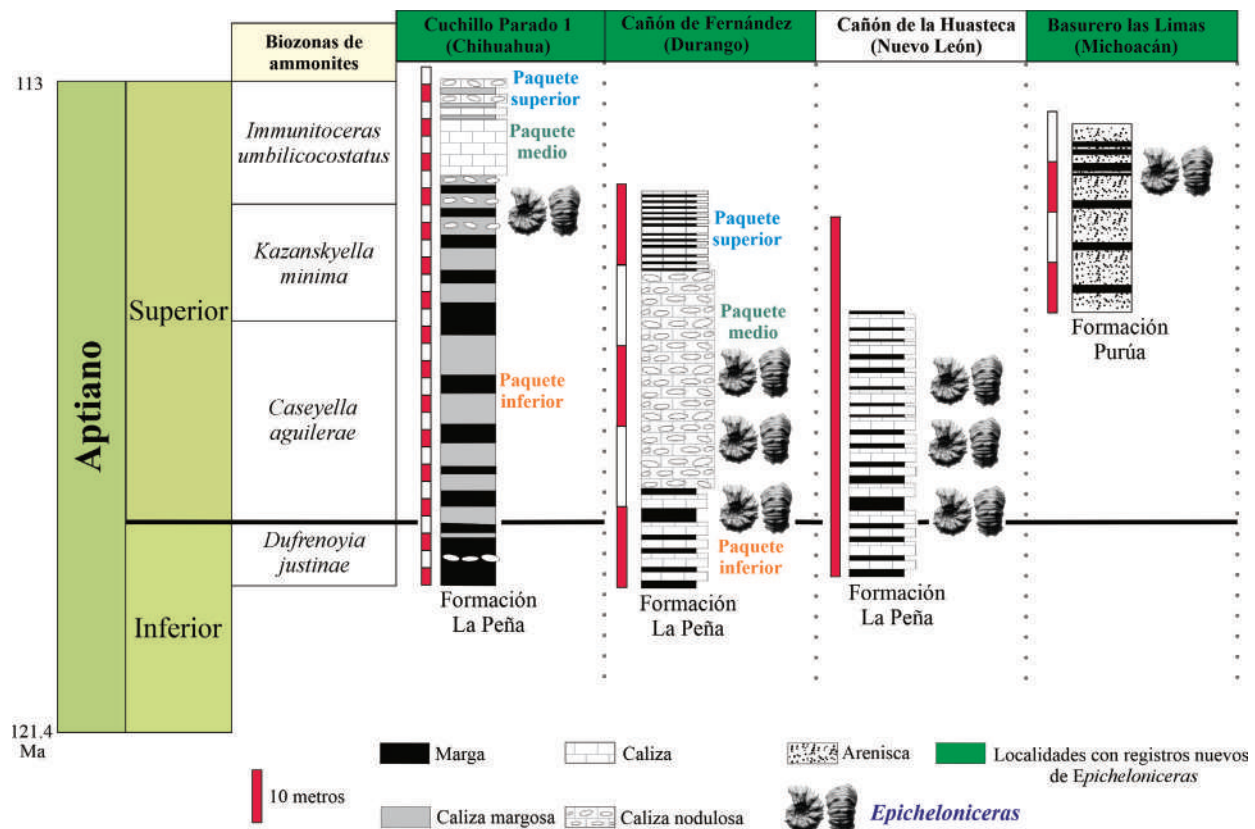


Figura 1. Estratigrafía simplificada de algunas localidades que han proporcionado un registro de ammonites relevante del género *Epicheloniceras*. La biozonación de ammonites empleada ha sido modificada de Ovando-Figueroa *et al.* (2018); Barragán *et al.* (2021) y Samaniego-Pesqueira *et al.* (2021).

los estados de Nuevo León y Coahuila. Y recientemente, Barragán *et al.* (2021) trabajaron en dos localidades en el estado de Nuevo León: la sección Cañón de la Huasteca, que presenta también las características anteriormente mencionadas (Figura 1), y la sección Cañón de la Boca, ubicada en un área depocéntrica en la que se interpreta una tasa de sedimentación más alta que el Cañón de la Huasteca, ya que es una sucesión rica en marga y menos fosilífera. En Nuevo León, el registro de *Epicheloniceras* se extiende en gran parte de la Formación La Peña (Figura 1) y sus primeros registros estratigráficos aparecen también en el Aptiano inferior terminal (Barragán *et al.*, 2021). Finalmente, la Formación Purúa aflora en el este del estado de Michoacán donde se describió y muestreó una sección denominada Basurero Las Limas, en el municipio de Jungapeo de Juárez. En el poblado cercano de San José Purúa, Cantú Chapa (1968) describió una sucesión sedimentaria constituida por caliza, arenisca, marga, caliza margosa y escasos niveles conglomeráticos. Así, en el Basurero Las Limas la parte superior de la localidad estudiada está constituida por capas medianas de marga, ahí se colectaron cinco ejemplares pertenecientes al género *Epicheloniceras* de una edad equivalente a la parte más alta del Aptiano tardío (Figura 1).

4. Especies endémicas del género *Epicheloniceras*

Se han analizado algunas de las especies de *Epicheloniceras* presentes en la literatura junto con los nuevos hallazgos realizados en los estados de Chihuahua, Durango y Michoacán. Las especies de *Epicheloniceras* presentes en México se pueden agrupar en: 1) formas endémicas y 2) de amplia distribución geográfica.

Por lo que hace referencia a las formas endémicas, en este grupo hay que señalar la presencia de *Epicheloniceras nazasense* (Burckhardt, 1925) que es una especie que se caracteriza por una sección de la vuelta relativamente estrecha, por tratarse de un *Epicheloniceras* (Figura 2 C1-5). *Epicheloniceras sellardsi* (Humphrey, 1949), forma con las mismas características que la anterior, sugiere la posibilidad de ser sinónima de *Epicheloniceras nazasense* (Figura 2 E1-5). *Epicheloniceras subbuxtorfi* (Burckhardt, 1925), otra forma endémica, presenta evidentes similitudes con *Epicheloniceras buxtorfi* (Jacob, 1906), diferenciándose por poseer una sección de la vuelta más redondeada (Figura 2 B1-3), mientras que la especie europea tiene una sección de vuelta ligeramente más ancha y poligonal. Otra especie endémica, pero de difícil interpretación es *Epicheloniceras paucinodum* (Burckhardt, 1925), forma muy similar a *Epicheloniceras subbuxtorfi*, que parece distinguirse por una pérdida posterior de los tubérculos. Cabe mencionar que Raymond Casey creó una variedad denominada *Epicheloniceras gracile paucinodum* (Casey, 1962) mediante un único

ejemplar procedente de la Isla de Wight, Reino Unido. Este se trata de un ejemplar de mayor tamaño con un patrón de costillas primarias y secundarias que difiere en gran medida de la especie mexicana. Otra forma endémica es *Epicheloniceras coahuilensis* (Humphrey, 1949) (Figura 2 D1-4) que presenta claras afinidades con *Epicheloniceras subnodosocostatum* (Sinzow, 1906); sin embargo, la especie mexicana posee una mayor densidad de costulación, siendo esta ligeramente más grácil. Otra especie descrita como endémica fue *Epicheloniceras fossae* (Humphrey, 1949) (Figura 2 A1-4) que muestra grandes similitudes con *Epicheloniceras pusillum* (Sinzow, 1906); no obstante, la forma mexicana se discierne al presentar mayor densidad de costulación y un desarrollo ontogenético más acelerado con una rápida pérdida de los tubérculos tanto laterales como ventrales.

5. Especies del género *Epicheloniceras* con una distribución geográfica amplia

Epicheloniceras martini (Orbigny, 1841), esta especie es la forma índice de la biozona homónima de la biozonación mediterránea estándar (Reboullet *et al.*, 2018), la cual ha sido recientemente reconocida en México por Barragán *et al.* (2021) mediante dos ejemplares procedentes del estado de Nuevo León (este taxón es muy escaso en México).

Epicheloniceras cf. claudii (Casey, 1962), ilustrado en este trabajo en la Figura 3 A1-2 y su modelos 3D anexo A, es un ejemplar fragmentario con una alternancia muy regular de costillas primarias y secundarias en una relación 1:1. Los tubérculos ventrales característicos del género *Epicheloniceras* están pobremente desarrollados.

Epicheloniceras clasayense (Jacob, 1906) fue inicialmente reportado en México por Burckhardt (1925) mediante un ejemplar de pequeña talla cuya atribución específica es muy cuestionable. En este trabajo atribuimos siete ejemplares a esta especie, dos de ellos procedentes de la Sierra Cuchillo Parado 1 (Figuras 3 B, C1-2 y sus respectivos modelos 3D en anexo B y C) que fueron colectados junto con ammonites atribuibles a la especie *Kazanskyella minima* (Scott, 1940) e *Immunitoceras umbilicostatus* (Scott, 1940), asociación de ammonites correspondiente a la biozona *Immunitoceras umbilicostatus* según la concepción de esta biozona de Samaniego-Pesqueira *et al.* (2021). En la literatura Ovando-Figueroa *et al.* (2018) (Figura 6 C1-3) muestra un ejemplar identificado como "*Eodouvilleiceras*" sp.1 que parece ser atribuible también a esta especie. Este ejemplar procede de la localidad de Cerro Chino del estado de Chihuahua. Tal especie también se reconoce en este trabajo por vez primera en el estado de Michoacán en la localidad del Basurero las Limas, Jungapeo de Juárez, donde se colectaron cinco ejemplares (IGM 13083-13087) junto con *Protacanthoplites cf. abichi*

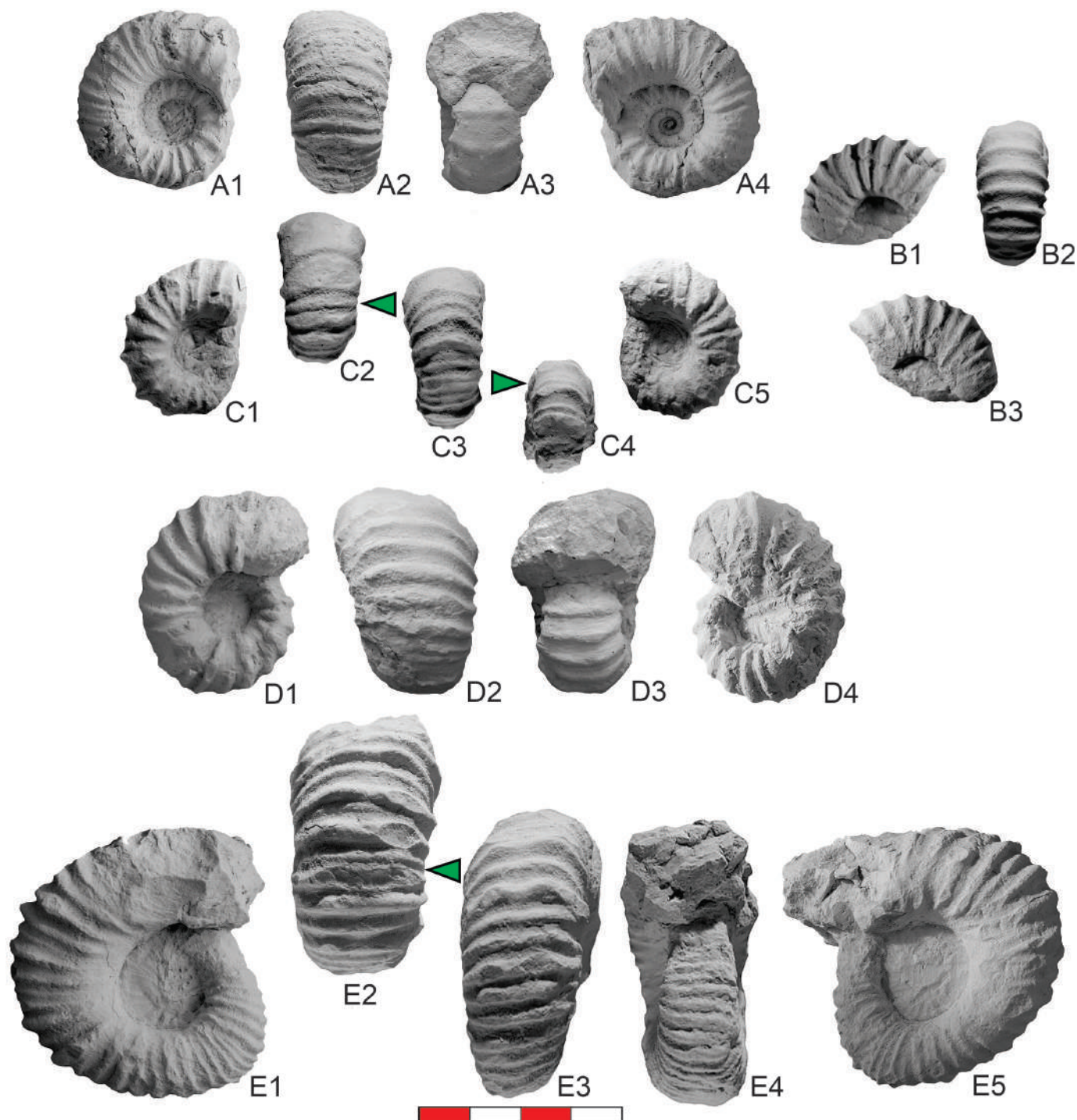


Figura 2. A1–4: *Epicheloniceras fossae* holotipo UMMP 22590. B1–3 *Epicheloniceras subbuxtorfi* holotipo por monotypia IGM 1891. C1–5: *Epicheloniceras nazasense* holotipo por monotypia IGM 1887. D1–4: *Epicheloniceras coahuilensis* holotipo UMMP 22572. E1–5: *Epicheloniceras sellardsi* holotipo UMMP 22560. Escala gráfica equivalente a 4 centímetros.

(Anthula, 1900) cuya edad de esta asociación de ammonites posiblemente sea también atribuible a la biozona *Immunitoceras umbilicostatus*. Los ejemplares de Michoacán están en un estado de conservación que varía de malo a moderado y en este trabajo mostramos fotografías de tres ellos (Figuras 3 E, F y G1–2 y de dos de ellos se realizaron modelos 3D que están disponible en anexo E y F). *Epicheloniceras clasayense* es una de las

especies de *Epicheloniceras* más recientes y se caracteriza por unos tubérculos ventrales muy desarrollados característica bien apreciable en los ejemplares mexicanos (véase por ejemplo en los modelos 3D del anexo B, C y E). Egoian (1965) ilustró algunos ejemplares de esta especie muy bien conservados, mostrando grandes similitudes con los ejemplares mexicanos. En tanto que Kvantaliani (1971), en su figura 64, dibujó la

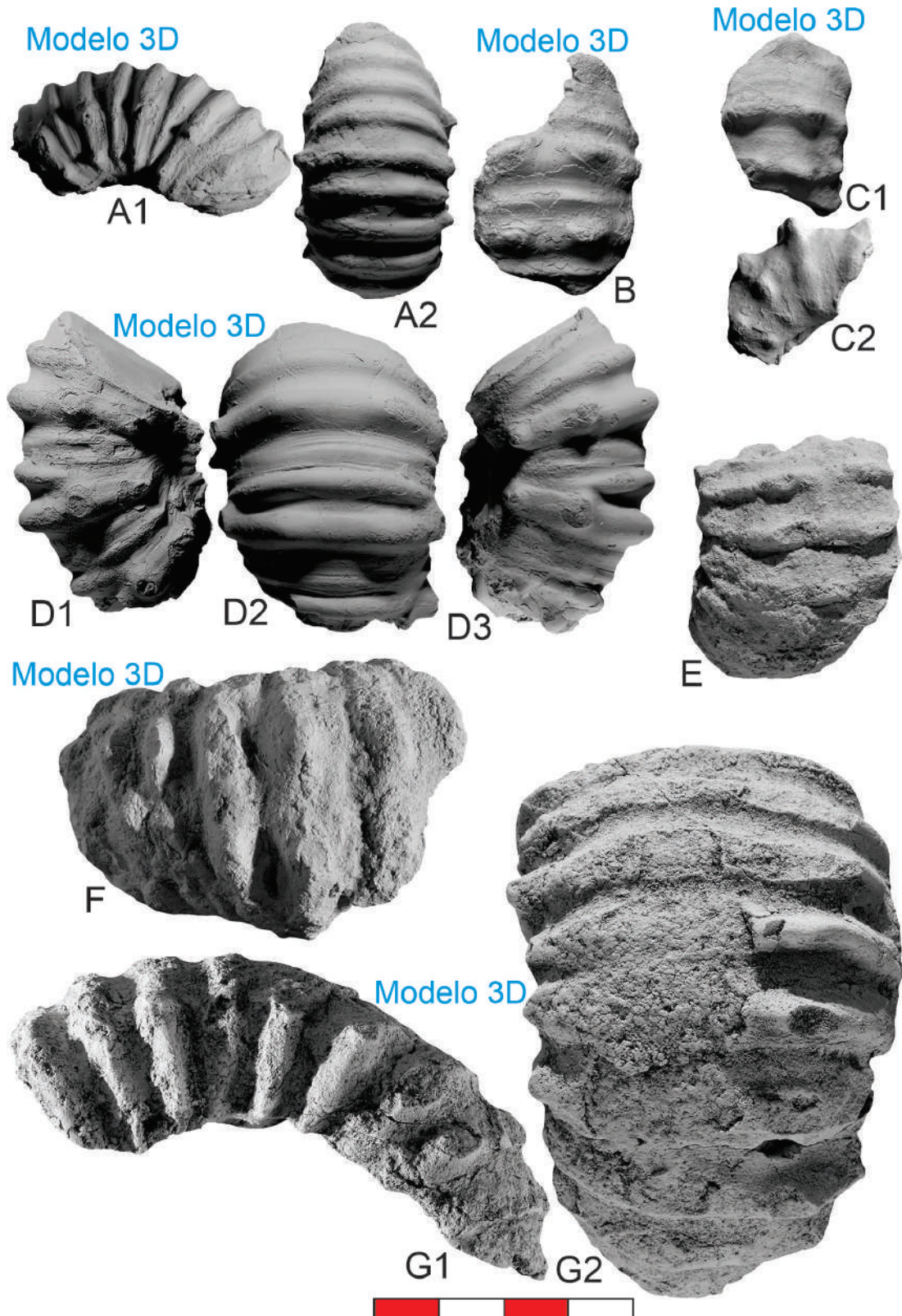


Figura 3. A1–2: *Epicheloniceras* cf. *claudii* ejemplar IGM 4947 (modelo 3D en anexo A) procedente de Cerro Chino, Chihuahua. B: *Epicheloniceras clasayense* ejemplar IGM 13081 (modelo 3D en anexo B) Cuchillo Parado 1, Chihuahua. C1–2: *Epicheloniceras clasayense* ejemplar IGM 13082 (modelo 3D en anexo C) Cuchillo Parado 1, Chihuahua. D1–3: *Epicheloniceras tschernyschewi* ejemplar IGM 4945 (modelo 3D en anexo D) procedente de Cerro Chino, Chihuahua. E: *Epicheloniceras clasayense* ejemplar IGM 13083 Basurero Las Limas. F: *Epicheloniceras clasayense* ejemplar IGM 13084 (modelo 3D en anexo E) Basurero Las Limas. G1–2: *Epicheloniceras clasayense* ejemplar IGM 13085 (modelo 3D en anexo F) Basurero Las Limas. En la figura se indican los ammonites que presentan modelo 3D. Escala gráfica correspondiente a 4 centímetros.

sección de la vuelta de esta especie donde sobresalen los tubérculos ventrales muy bien desarrollados.

Epicheloniceras tschernyschewi (Sinzow, 1906) ha sido reconocida en México por Ovando-Figueroa *et al.* (2018) mediante un ejemplar procedente de la localidad de Cerro Chino del estado de Chihuahua. Este ejemplar se refigura en este trabajo (Figura 3D1-3) que se complementa con un modelo 3D de este mismo ejemplar (anexo D). En la literatura hay dos especímenes adicionales identificados como *Epicheloniceras* sp. que podrían también ser atribuibles a esta especie. El ejemplar de conservación moderada que fue ilustrado por Moreno-Bedmar y Delanoy en 2013, en su Figura 3c-d, procedente del estado de Durango. El segundo ejemplar, que

es muy fragmentario, fue figurado por González-León *et al.* (2018), en la figura 2F procedente también de la localidad de Cerro Chino, estado de Chihuahua. En este trabajo se muestra un nuevo ejemplar que recientemente fue colectado por uno de los autores del trabajo (JQB), en el cañón de Fernández, estado de Durango. Se trata de un ejemplar con una conservación de moderada a buena, que se ilustra en la Figura 4 A1-4 y su modelo 3D en el anexo G. *Epicheloniceras tschernyschewi* (Sinzow, 1906) es la especie tipo del género *Epicheloniceras* y se caracteriza por poseer una ornamentación muy robusta, especialmente apreciable en las costillas primarias con sus fuertes tubérculos.

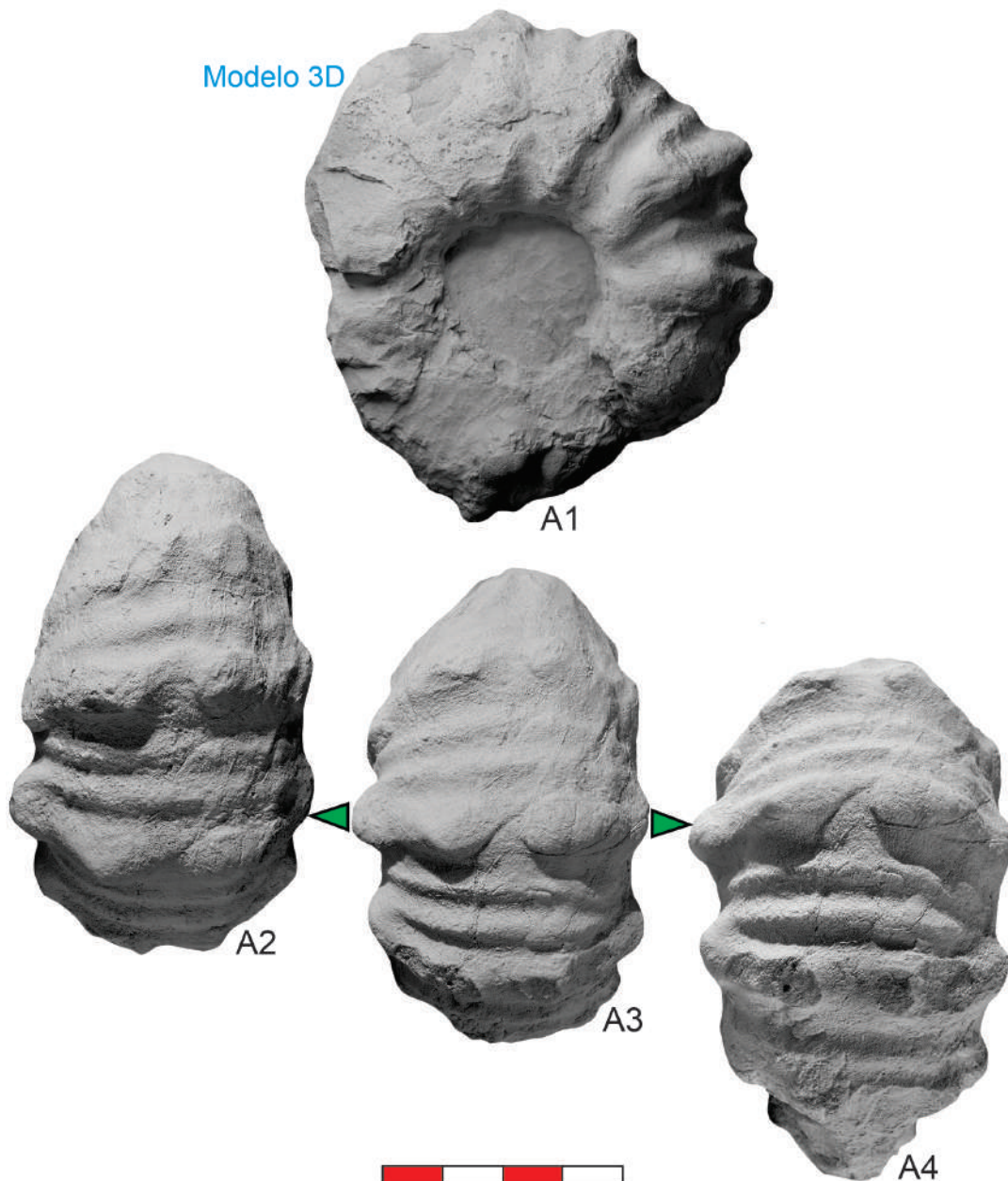


Figura 4. A1-4: *Epicheloniceras tschernyschewi* ejemplar IGM 13088 (modelo 3D en anexo G) procedente de Cañón de Fernández, Durango. Escala gráfica equivalente a 4 centímetros.

6. Análisis bioestratigráfico de las especies del género *Epicheloniceras*

Como se comentaba anteriormente, las especies de *Epicheloniceras* presentes en México no se han tratado como formas índices y, como su registro es escaso, no han sido objeto de toda la atención que merecen; por ello, la información disponible sobre la sucesión de especies es muy incompleta. Sin embargo, un análisis de la información publicada permite establecer una sucesión de especies, aunque esta sea preliminar. *Epicheloniceras martini* es una de las primeras especies de *Epicheloniceras* que es sucedida por *Epicheloniceras* del grupo *E. subbuxtorfi/paucinodum* (Moreno-Bedmar et al., 2018; Barragán et al., 2021). En la tesis de maestría de Zunun Domínguez (2020) se observa una sucesión de especies más completa, iniciando con las formas más antiguas *Epicheloniceras martini*; *Epicheloniceras tschernyschewi* que son sucedidas por *Epicheloniceras* cf. *subnodosocostatum*; *E. subbuxtorfi/paucinodum* y *Epicheloniceras* cf. *fossae*. Esta sucesión de *Epicheloniceras* se distribuye en el Aptiano superior bajo. En el Aptiano superior más alto únicamente conocemos la presencia de *Epicheloniceras clasayense*, que es claramente una especie más evolucionada que dará lugar al género *Douvilleiceras*. Es necesario realizar una revisión taxonómica profunda y posteriormente analizar los alcances de las diferentes especies de *Epicheloniceras*. Esto permitirá establecer como formas índices secundarias la sucesión de especies de *Epicheloniceras* en la Provincia del Atlántico Central. Además, las especies de *Epicheloniceras* con una distribución geográfica amplia van a permitir realizar correlaciones entre la Provincia del Atlántico Central y las provincias boreal y mediterránea. Este tipo de correlación trasatlántica resulta muy compleja debido a la abundante presencia de formas endémicas en la Provincia del Atlántico Central.

7. Conclusiones

1. Seis especies de *Epicheloniceras* endémicas de México son analizadas (*Epicheloniceras nazasense*, *Epicheloniceras sellardi*, *Epicheloniceras subbuxtorfi*, *Epicheloniceras paucinodum*, *Epicheloniceras coahuilensis* y *Epicheloniceras fossae*) y se sugiere una posible sinonimia entre dos de ellas.
2. Se identifican y discuten cuatro especies de *Epicheloniceras* que poseen una distribución geográfica amplia (*Epicheloniceras martini*, *Epicheloniceras* cf. *claudii*, *Epicheloniceras clasayense* y *Epicheloniceras tschernyschewi*).
3. Los ammonites aquí estudiados se ilustran mediante técnicas de fotografiado de fósiles clásicas, complementándose con siete modelos 3D de los ammonites más relevantes.
4. Mejorar nuestro conocimiento sobre el registro del género *Epicheloniceras* en México permite

empezar a vislumbrar el potencial de estas formas como índices bioestratigráficos secundarios en la Provincia del Atlántico Central.

5. Las especies de *Epicheloniceras* con una distribución geográfica amplia permitirán realizar correlaciones más precisas entre el esquema biozonal de la Provincia del Atlántico Central y los europeos.

Agradecimientos

Le dedicamos el presente trabajo a la Dra. Celestina González Arreola en reconocimiento a su amplia trayectoria y aportaciones sustanciales al conocimiento de los ammonites del Cretácico Inferior de México. El presente trabajo ha sido posible gracias al apoyo económico del proyecto PAPIIT IN108722 de la DGAPA-UNAM. Agradecer también a la Dra. Angélica Oviedo y el Dr. Miguel Franco Rubio, ambos de la Universidad Autónoma de Chihuahua, por su ayuda en el trabajo de campo donde se colectaron algunos de los ammonites aquí estudiados. Agradecer a Marco Antonio Argaez Martínez la preparación de algunos de los ammonites aquí estudiados y también Violeta Romero Mayén las facilidades proporcionadas para acceder a dos de los ammonites aquí estudiados resguardados en la Colección Nacional de Paleontología (=CNP), a la vez que agradecemos su siempre cuidadoso trabajo curatorial para depositar ocho de los ammonites estudiados en este trabajo a la CNP. Finalmente deseamos agradecer al editor adjunto el Dr. Víctor Adrián Pérez Crespo, a los dos revisores anónimos por las correcciones y sugerencias que permitieron mejorar el trabajo, a la M. en C. Sandra Ramos Amézquita y al M. en C. León Felipe Álvarez Sánchez por la edición técnica.

Referencias

- Anthula, D.J. (1900). Über die Kreidefossilien des Kaukasus mit einem allgemeinen Ueberblick über die Entwicklung der Sedimentärbildungen des Kaukasus. *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients*, 12(1899), 55–159 (1–106).
- Barragán, R. (2001). Sedimentological and paleoecological aspects of the Aptian transgressive event of Sierra del Rosario, Durango, northeast Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 189–202. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00021-9](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00021-9)
- Barragán, R. & Maurrasse, F.J.-M.R. (2008). Lower Aptian (Lower Cretaceous) ammonites from the basal strata of the La Peña Formation of Nuevo León State, northeast Mexico: biochronostratigraphic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 145–157. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S1026-87742008000100009&script=sci_arttext&tlng=en
- Barragán, R., Moreno-Bedmar, J.A., Núñez-Useche, F., Álvarez-Sánchez, L.F. & Delanoy, G. (2021). Ammonite biostratigraphy of two stratigraphic sections of the La Peña Formation (Aptian, Lower Cretaceous) in Nuevo León State, Northeast Mexico. *Cretaceous Research*, 125, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2021.104862>

- Burckhardt, C. (1925). *Faunas del Aptiano de Nazas (Durango)*. (Instituto Geológico de México Boletín no. 45), Talleres gráficos de la nación, 45, 1-71.
- Cantú Chapa, C.M. (1968). Las Rocas Eocretácicas de Zitácuaro, Michoacán. *Instituto Mexicano del Petróleo, sección Geología, Monografía*, 2, 3-18.
- Cantú Chapa, C.M. (1976). Estratigrafía de la Formación La Peña (Aptiano Sup.) en el área de Monterrey, N. L. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 8(4), 7-16.
- Casey, R. (1961). The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, 3(4), 487-621. https://www.palass.org/publications/palaeontology-journal/archive/3/4/article_pp487-621
- Casey, R. (1962). A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand, Part IV. *Paleontographical Society*, 116, 217-288.
- Casey, R., Bayliss, H.M. & Simpson, M.I. (1998). Observations on the lithostratigraphy and ammonite succession of the Aptian (Lower Cretaceous) Lower Greensand of Chale Bay, Isle of Wight, UK. *Cretaceous Research*, 19, 511-535. <https://doi.org/10.1006/cres.1997.0105>
- Egoian, V.L. (1965). Some ammonites of the Clansayesian from the western Caucasus. In: *Fauna, stratigraphy and lithology of the Mesozoic and Cenozoic deposits of the Krasnodar region*. Trudy Krasnodarskogo Filiala Vsesoiuznogo Neftegazovogo Nauchno-Issledovatel'skogo Instituta, 16, 112-160 [En ruso].
- González-León, O., Moreno-Bedmar, J.A., Vega, F.J., Oviedo-García, A. & Franco-Rubio, M. (2018). Review of *Meyeria mexicana* Rathbun, 1935 (Glypheidea, Mecochiridae) from the upper Aptian (Cretaceous) of Chihuahua, northern Mexico. *Cretaceous Research*, 91, 111-125. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.05.009>
- Humphrey, W.E. (1949). Geology of Sierra de Los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation). *Geological Society of America Bulletin*, 60, 89-176. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1949\)60\[89:GOTSDL\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1949)60[89:GOTSDL]2.0.CO;2)
- Jacob, C. & Tobler, A. (1906). Étude stratigraphique et paléontologique du Gault de la Vallée de la Ellenberger AA (Alpes Calcaires Suisses, environs du Lac des Quatre Cantons). *Mémoire de la Société Paléontologique Suisse*, 33, 3-26.
- Kvantaliani, I.V. (1971). Aptian ammonites of Abkhazia. *Gruzinski Politekhnicheskii Institut Tbilisi*, 98, 1-175 [En ruso].
- Moreno-Bedmar, J.A. & Delanoy, G. (2013). About the generic attribution of *Megatyloceras casei* Humphrey, 1949 (Ammonoidea, Ancyloceratina), from the Aptian of Mexico. *Carnets de Géologie, Letter* 06 [2013] (CG2013_L06), p. 315-323. DOI: 10.4267/2042/51826
- Moreno-Bedmar, J.A., Casados-Monroy, A., Frau, C., Pictet, A., Chávez Cabello, G. & Esquivel-Macias, C. (2018). Ammonite biostratigraphy of the Sierra del Patrón section (Durango State, Mexico) and its bearing on the lower/upper Aptian boundary of the Central Atlantic Province. *Cretaceous Research*, 88, 100-110. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.10.015>
- Orbigny, A.D'. (1841). *Paléontologie française. Description zoologique et géologique de tous les animaux mollusques et rayonnés fossiles de France*. Terrains Crétacés. Vol. 1, Céphalopodes. Part II. 121-430. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.50510>
- Ovando-Figueroa, J.R., Moreno-Bedmar, J.A., Minor, K.P., Franco-Rubio, M., Oviedo, A., Patarroyo, P. & Robert, E. (2018). Ammonite taxonomy and biostratigraphy for the upper Aptian-lower Albian (Lower Cretaceous) of Cerro Chino, Chihuahua State, northeast Mexico. *Cretaceous Research*, 82, 109-137. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.10.007>
- Reboullet, S., Szives, O., Aguirre-Urreta, B., Barragán, R., Company, M., Frau, C., Kakabadze, M.V., Klein, J., Moreno-Bedmar, J.A., Lukeneder, A., Pictet, A., Ploch, I., Raisossadat, S.N., Vašíček, Z., Baraboshkin, E.J. & Mitter, V.V. (2018). Report on the 6th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Vienna, Austria, 20th August 2017). *Cretaceous Research*, 91(4), 100-110. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.05.008>
- Samaniego-Pesqueira, A., Moreno-Bedmar, J.A. & Álvarez-Sánchez, L.F. (2021). Upper Aptian ammonite biostratigraphy of the Agua Salada and Mural formations, Sonora State, northwest Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103558. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103558>
- Scott, G. (1940). Cephalopods from the Cretaceous Trinity Group of the south-central United States. *The University of Texas Publication*, 3945(1939), 969-1107.
- Sinzow, I.T. (1906). Die Beschreibung einiger Douvillécera-Arten aus dem oberen Neocom Russlands. *Verhandlungen der Russisch-Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg*, 44, 157-197.
- Zunzun Domínguez, N.O. (2020). *Ammonites del Aptiano (Cretácico Inferior) del estado de Coahuila de la sección de Bella Unión: taxonomía, paleobiogeografía y bioestratigrafía* [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México]. TESIUNAM. https://ru.dgb.unam.mx/handle/DGB_UNAM/TES01000802594

Anexo

Anexo disponible en <https://metadata.icmyl.unam.mx/handle/20.500.12201/11351>

El registro fósil de los ammonoideos del Carbonífero-Pérmico de México y sus aportes bioestratigráficos, paleobiogeográficos y paleoambientales: una revisión

The fossil record of ammonoids from Carboniferous-Permian of Mexico and its biostratigraphical, paleobiogeographical and paleoenvironmental contributions: a review

Ruiz-Naranjo, Metzger¹; Torres-Martínez, Miguel A.^{2,*}

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Circuito de la Investigación Científica, Avenida Universidad 3000, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán, 04510, Ciudad de México, México.

² Departamento de Paleontología, Instituto de Geología, Circuito de la Investigación Científica, Avenida Universidad 3000, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán, 04510, Ciudad de México, México.

*miguelatm@geologia.unam.mx

Resumen

Los ammonoideos son proxies muy recurridos en la estratigrafía por ser considerados importantes fósiles índice. Debido a su relevancia, en este trabajo se realizó una revisión exhaustiva de los reportes de ammonoideos presentes en afloramientos del Carbonífero y Pérmico de México. Se contemplaron las localidades del Anticlinorio Huizachal-Peregrina en Tamaulipas y Santiago Ixtaltepec en Oaxaca para el Carbonífero; así como las localidades de El Antimonio en Sonora, Las Delicias en Coahuila, Placer de Guadalupe en Chihuahua, San Salvador Patlanoaya en Puebla, Olinalá en Guerrero y Chicomuselo en Chiapas para el Pérmico. Los resultados arrojaron seis familias, seis géneros y seis especies para el Carbonífero, mientras que para el Pérmico se registraron 13 familias, 24 géneros y 47 especies. Con respecto a los nombres específicos, se sugiere revisar la clasificación de diferentes registros desactualizados. En cuanto a la bioestratigrafía, se reconocieron cuatro zonas de ammonoideos para el Carbonífero, abarcando desde el Viseano (Misisípico Medio) hasta el Gzheliano (Pensilvánico Superior); mientras que para el Pérmico se reconocieron de seis a ocho zonas, abarcando desde el Sakmario hasta el Wuchiapingiano. Asimismo, se llevó a cabo una búsqueda de los registros mexicanos del Carbonífero-Pérmico para otras regiones del mundo; además se discute acerca de la paleobiogeografía del grupo, resaltando una mayor afinidad con las biotas reportadas en diversas localidades del Paleozoico tardío de los Estados Unidos. A pesar de que los ammonoideos no son clave para determinar un paleoambiente de depósito, dada su abundancia en zonas relacionadas con aguas someras o cercanas a bancos de arena o arrecifales, y su evidente ausencia en facies de ambientes profundos, se señala que durante el Carbonífero-Pérmico pudo haber existido cierta preferencia de dichos organismos por habitar ambientes someros.

Palabras clave: Ammonoideos, bioestratigrafía, México, paleobiogeografía, Paleozoico tardío.

Cómo citar / How to cite: Ruiz-Naranjo, M. & Torres-Martínez, M.A. (2022). El registro fósil de los ammonoideos del Carbonífero-Pérmico de México y sus aportes bioestratigráficos, paleobiogeográficos y paleoambientales: una revisión. *Paleontología Mexicana*, 11 (2), 59–76.

Manuscrito recibido: Diciembre 9, 2022.

Manuscrito corregido: Diciembre 12, 2022.

Manuscrito aceptado: Diciembre 12, 2022.



Abstract

Ammonoids are very useful proxies in stratigraphy, considered important index fossils. Because of their relevance, in this work, we made a complete revision related to ammonoids occurring in the Carboniferous and Permian outcrops of Mexico. We took into account the Carboniferous localities of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium in Tamaulipas and Santiago Ixtaltepec in Oaxaca; while for the Permian, the localities of El Antimonio in Sonora, Las Delicias in Coahuila, Placer de Guadalupe in Chihuahua, San Salvador Patlanoaya in Puebla, Olinalá in Guerrero, and Chicomuselo in Chiapas were contemplated. The results included six families, six genera, and six species of the Carboniferous, while the Permian was represented by 13 families, 24 genera, and 47 species. Regarding specific names, it is necessary revising the classification of different outdated records. As to the biostratigraphy, four ammonoid zones of the Carboniferous were recognized, encompassing from the Visean (Middle Mississippian) to the Gzhelian (Upper Pennsylvanian). The Permian data included six to eight zones, depending on the author, from the Sakmarian to the Wuchiapingian. Likewise, we revised the occurrence of Carboniferous-Permian Mexican records in other regions of the world; in addition, it discusses about the paleobiogeography of the group, highlighting an apparent affinity with the biotas reported in several localities from the late Paleozoic of the United States. Although ammonoids are not useful tools to determine depositional paleoenvironments, given their abundance in areas related to shallow waters or near sandbanks or reefs and their evident absence in deep environment facies, it points out that during the Carboniferous-Permian there may have been some preference for these organisms to inhabit shallow environments.

Keywords: Ammonoids, biostratigraphy, late Paleozoic, Mexico, paleobiogeography.

1. Introducción

Los ammonoideos fueron moluscos que habitaron en todos los mares desde el Devónico temprano hasta el límite Cretácico–Paleógeno (De Baets *et al.*, 2016). Los fósiles de estos cefalópodos se han encontrado en todo el mundo, siendo reconocidos como uno de los grupos de fósiles índice más precisos para determinar la edad relativa de las rocas portadoras, ya que, dada su rápida evolución se han podido determinar esquemas zonales muy refinados (Wright, 2012). Incluso, se han establecido correlaciones globales de las secuencias del Triásico al Cretácico con una precisión de 0.5 a 3.0 millones de años de duración zonal (Kennedy y Cobban, 1976). Con respecto al Paleozoico superior los ammonoideos son considerados, junto con los fusulínidos, braquiópodos y conodontos, como uno de los proxies bioestratigráficos más relevantes para datar las diferentes unidades litoestratigráficas del Carbonífero y Pérmico. A pesar de la gran relevancia que tienen estos invertebrados, los trabajos realizados con ammonoideos en México son muy escasos e incluso hay localidades para las cuales no existe ningún tipo de información. Prueba de esto, son los pocos estudios realizados con biotas carboníferas, donde los únicos trabajos reconocidos son: el de Castillo-Espinoza (2013), en el cual se describieron y registraron cuatro especies de ammonoideos del Misisípico (Viseano medio–tardío) de Oaxaca, representando los registros más antiguos del grupo para México; o los de Murray *et al.* (1960) y Carrillo-Bravo (1961) donde describieron diferentes cefalópodos del Pensilvánico de Tamaulipas.

Con respecto al Pérmico, se ha podido registrar un mayor número de trabajos realizados con estos moluscos, siendo el de King *et al.* (1944) uno de los más destacados por la diversidad de cefalópodos descritos para la Formación Las Delicias de Coahuila. Aquí, Miller (en

King *et al.*, 1944) identificó una gran diversidad de ammonoideos, incluyendo 21 géneros y 34 especies (de los cuales 1 género, 12 especies y 1 variedad resultaron nuevos), a partir de los cuales se propusieron cuatro zonas faunísticas que abarcaron desde el Leonardiano hasta el ?Wuchiapingiano. Este trabajo representó un aporte relevante, ya que las formas descritas son excepcionalmente valiosas y significativas, siendo una de las pocas localidades donde se encuentra una variedad considerable de ammonoideos pérmicos bien conservados, superando incluso las faunas de ammonoideos pérmicos de Glass Mountains de Texas, Estados Unidos (King *et al.*, 1944). Otros trabajos donde se describió parte de esta fauna incluyen el de Miller y Furnish (1940), quienes reconocieron cuatro zonas faunísticas con alcances estratigráficos del Leonardiano al Capitaniano; el de Spinosa *et al.* (1970), los cuales reportaron, junto con otros ammonoideos, la ocurrencia del primer araxocerátido para el hemisferio occidental; así como el estudio de Wardlaw *et al.* (1979), en el cual se actualizó la bioestratigrafía de los estratos pérmicos de Las Delicias, siendo divididos en cinco unidades informales que representan un periodo del Leonardiano al Amarassiano (Capitaniano superior); y finalmente el de Alanis-Pavón (2020) donde se describieron seis especies de ammonoideos que permitieron afinar de manera fidedigna las edades de dos localidades de la formación (Wordiano y Capitaniano).

Otra región que cuenta con diferentes reportes de ammonoideos del Pérmico es la de Olinalá, Guerrero, donde aflora la denominada Formación Olinalá (=Formación Los Arcos) (Flores de Dios y Buitrón, 1982; Corona-Esquivel, 1983). Entre los trabajos donde se identificó parte de la biota de ammonoideos de esta unidad se encuentran el de Flores de Dios y Buitrón (1982), quienes estudiaron tres diferentes taxones; el de Corona-Esquivel (1985), que reportó la presencia de cuatro especies,

gracias a las cuales se le pudo asignar una edad pérmica a esta formación; el de González-Arreola *et al.* (1994), en el que se estudiaron y describieron detalladamente las faunas fósiles de la unidad, incluyendo cuatro taxones de ammonioideos que permitieron asociar las rocas con el Pérmico medio; y el de Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón (2020), quienes detectaron la presencia de diferentes ammonioideos de edad guadalupiana para diferentes localidades de esta unidad.

En cuanto a otros estados de México, que cuenten con reportes de ammonioideos del Pérmico, se puede considerar a Sonora, Chiapas, Puebla y Chihuahua. Así, en la localidad de El Antimonio, ubicada al noroeste de Sonora, Miller (1945) reportó la ocurrencia de un ammonioideo que designó como *Waagenoceras dieneri* Böse 1919 para la Formación Monos. Posteriormente, Cooper *et al.* (1953) también reportaron la ocurrencia de esta misma especie en una localidad cercana al lugar donde se colectó el espécimen de Miller (1945), permitiendo relacionar los estratos con el Guadalupiano medio. Para Chiapas, Mullerried *et al.* (1941) describieron a los ammonioideos *Perrinites hilli* Smith 1903 y *Peritrochia mullerriedi* Miller y Furnish 1941, los cuales contribuyeron a establecer una edad del Pérmico inferior-medio para las calizas de la Formación Paso Hondo, las cuales estaban ubicadas en la región sureste de Chicomuselo. Además, esta biota permitió correlacionar estratigráficamente las rocas de la localidad estudiada con la serie Leonard de Texas. Con respecto al estado de Puebla, en la localidad de San Salvador Patlanoaya, Villaseñor *et al.* (1987) registraron la presencia de *P. hilli* en el Miembro G de la Formación Patlanoaya, cuya ocurrencia permitió relacionar la unidad con un alcance estratigráfico que iba del Leonardiano superior al Roadiano. Además, Villaseñor *et al.* (1987) también reportaron la ocurrencia del género *Properrinites* Elias 1938, lo que ayudó a correlacionar los estratos inferiores con la serie Wolfcamp del oeste de Texas. Finalmente, para Chihuahua, en el área de Placer de Guadalupe, también se reportó la ocurrencia de *P. hilli*, con lo cual se ha sugerido una edad del Cisuraliano tardío para esta región (Bridges, 1964; López-Ramos, 1985).

Aun cuando es evidente que la biota de ammonioideos paleozoicos de México es muy diversa, a la fecha no existe algún compendio actualizado de los diferentes taxones que ya fueron descritos (o que han cambiado de nombre taxonómicos), ni de las regiones del Carbonífero o Pérmico donde fueron encontrados. Esto ha provocado distintas problemáticas, por ejemplo, que el material de algunos taxones sea ignorado al momento de estudiar una asociación fósil, suponiendo que se trata de grupos ya trabajados para una localidad; también, que se asigne un nombre taxonómico a un material sin tomar en cuenta su actualización nominal, repercutiendo en la datación relativa de las rocas portadoras; o bien, que el desconocimiento de las fuentes bibliográficas, donde se encuentran las descripciones originales de un taxón, no sean tomadas en cuenta al asignar

géneros o especies. Por lo tanto, y dado que los ammonioideos son considerados fósiles índice que ayudan a establecer edades fehacientes de las rocas, se proyecta que la revisión bibliográfica de estos cefalópodos del Paleozoico tardío de México fungirá como una herramienta importante para evaluar cuales de ellos requieren actualizar su paleontología sistemática, los cuales han sido erróneamente descritos o solo aparecen como simples reportes de alguna región en particular. Esto a su vez, contribuirá con el conocimiento bioestratigráfico, paleobiogeográfico y paleoambiental del grupo durante el Carbonífero y Pérmico, coadyuvando a la elaboración de estudios paleogeográficos y estratigráficos más precisos o de mayor envergadura.

2. Ammonoideos del Carbonífero-Pérmico de México

Los datos obtenidos a partir de la revisión bibliográfica fueron separados en dos tablas, las cuales corresponden a los ammonioideos del Carbonífero (Tabla 1) y del Pérmico (Tabla 2). En la del Carbonífero se incluyen las ocurrencias de las localidades del Anticlinorio Huizachal-Peregrina en Tamaulipas y Santiago Ixtaltepec en Oaxaca. En tanto que la del Pérmico contiene los reportes de las localidades de El Antimonio en Sonora, Las Delicias en Coahuila, Placer de Guadalupe en Chihuahua, San Salvador Patlanoaya en Puebla, Olinalá en Guerrero y Chicomuselo en Chiapas (Figura 1). Cabe resaltar que se tomó en consideración la información registrada en línea, tanto en Fossilworks

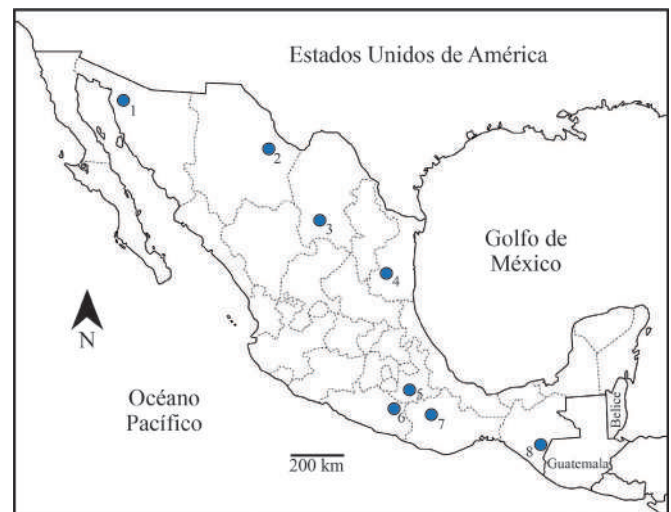


Figura 1. Ubicación de las localidades donde se han descrito ammonioideos del Paleozoico tardío. 1) El Antimonio, Sonora; 2) Placer de Guadalupe, Chihuahua; 3) Las Delicias, Coahuila; 4) Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas; 5) San Salvador Patlanoaya, Puebla; 6) Olinalá, Guerrero; 7) Santiago Ixtaltepec, Oaxaca; 8) Chicomuselo, Chiapas.

Tabla 1. Ammonoideos del Carbonífero reportados para México, agrupados de acuerdo con su familia taxonómica. Se indica la localidad donde fueron reconocidos y los autores que los identificaron, además de sus ocurrencias a nivel global.

Clasificación	Especie	Localidad en México	Período Época Edad	Ocurrencias internacionales	Referencia
Cephalopoda - Goniatitida - Pseudoparalegoceratidae	<i>Pseudoparalegoceras amotapense</i> Thomas 1928	Formación Del Monte, Anticlinorio Huizachal-Peregrina: Tamaulipas	Carbonífero Pensilvánico Inferior	Carbonífero de: - Perú - SW de Estados Unidos - Norte de África - Rusia	Carrillo-Bravo (1961)
Cephalopoda - Goniatitida - Neiococeratidae	<i>Eoasianites</i> sp. Ruzhencev 1933			Carbonífero de: - Kazajistán - Rusia - Arkansas (EUA) - Kansas (EUA) - Nuevo México (EUA) - Texas (EUA)	
Cephalopoda - Goniatitida - Vidrioceratidae	<i>Peritrochia</i> (<i>Marathonites</i>) cf. <i>genti</i> Smith 1903			Pérmico de: - Canadá - China - Indonesia - Japón - Kazajistán - Tayikistán - Alaska (EUA) - Oklahoma (EUA) - Texas (EUA)	
Cephalopoda - Goniatitida - Marathonitidae			Carbonífero Pensilvánico Superior	Carbonífero de: - Texas (EUA)	
Cephalopoda - Goniatitida - Maxigoniatiidae	<i>Beyrichoceras hornerae</i> Miller 1947	Formación Santiago, Santiago Ixtaltepec, Municipio de Nochistlán: Oaxaca	Carbonífero Misisípico Viseano	Carbonífero de: - Misuri (EUA)	Castillo- Espinoza (2013)
	<i>Goniatites crenistria</i> Phillips 1836			Carbonífero de: - Bosnia y Herzegovina - República Checa - Arkansas (EUA) - Alaska (EUA)	
Cephalopoda - Goniatitida - Goniatiidae	<i>Goniatites</i> sp. de Haan 1825			Devónico de: - República Checa - España - Alaska (EUA) - Maryland (EUA) - Nueva York (EUA)	
				Carbonífero de: - Bosnia y Herzegovina - República Checa - Alemania - Irlanda - Marruecos - Reino Unido - Alaska (EUA) - Arkansas (EUA) - Iowa (EUA) - Kentucky (EUA) - Nevada (EUA) - Oklahoma (EUA) - Texas (EUA) - Utah (EUA) - Portugal - España - China	
Cephalopoda - Prolecanitida - Prolecanitidae	<i>Prolecanites americanus</i> Miller y Garner 1953			Pérmico de: - Wyoming (EUA)	
				Triásico de: - Italia - Nevada (EUA)	
				Carbonífero de: - Indiana (EUA)	

(<http://fossilworks.org>) como en Paleobiology Database (<https://paleobiodb.org>).

Respecto al Carbonífero, se obtuvieron reportes de tres localidades, ya fuera del Misisípico o del Pensilvánico. Para el Misisípico se registró la presencia de tres familias, tres géneros y cuatro especies, los cuales provienen de rocas de la Formación Santiago que aflora en el municipio de Nochixtlán, Oaxaca (Tabla 1). Por otro lado, para el Pensilvánico Temprano se registraron dos familias, dos géneros y dos especies; mientras que para el Pensilvánico Tardío se registró una familia, un género y una especie; sin embargo, dado que existe controversia en la clasificación genérica de *Peritrochia* (*Marathonites*) *genti* Smith 1903 es que en la Tabla 1 se incluyeron las dos familias a las que pertenece cada género. Todos los ammonoideos reportados para el Pensilvánico provienen de la Formación Del Monte de Tamaulipas (Tabla 1).

Con respecto al Pérmico, se registraron un total de 13 familias, 24 géneros y 47 especies, de las cuales 41 están completamente identificadas y seis presentan nomenclatura abierta. Así, en la localidad de El Antimonio, Sonora, se reportó a *Waagenoceras dieneri* para la Formación Monos, con lo que se estableció una edad wordiana para la unidad. En la localidad de Placer de Guadalupe, Chihuahua, sólo se tiene el registro de *Perrinites hilli*, permitiendo asociar las rocas paleozoicas del estado con el Kunguriano-Roadiano. Asimismo, en San Salvador Patlanoaya, Puebla, se cuenta con el registro de una familia, dos géneros y dos especies (una identificada y una en nomenclatura abierta), cuyos alcances estratigráficos se establecieron entre el Wolfcampiano y el Roadiano. Mientras que, en la localidad de Chicomuselo, Chiapas, se registraron dos familias, dos géneros y dos especies que sugirieron una edad del Kunguriano para los niveles superiores de la Formación Paso Hondo. Así como en la localidad de Olinalá, Guerrero, que se tiene registro de cinco familias, cinco géneros y ocho especies (siete identificadas y una descrita con nomenclatura abierta), las cuales permitieron asociar la edad de la Formación Olinalá con el Wordiano (Guadalupiano medio).

Finalmente, para la localidad de Las Delicias, Coahuila, se obtuvo el mayor número de reportes de ammonoideos pérmicos, abarcando edades desde el Artinskiano hasta el Wuchiapingiano (Pérmico temprano-Pérmico tardío) (Tabla 2). En esta localidad fueron registradas 12 familias, 22 géneros y 40 especies (36 identificadas y cuatro mantenidas en nomenclatura abierta). Como se puede comprobar con los datos totales, la mayoría de las familias, géneros y especies conocidos para el Pérmico mexicano tienen ocurrencia en estos estratos pérmicos, cuya diversidad es considerada como una de las más importantes de Norteamérica.

En ambas tablas, se puede observar que la mayoría de los representantes de ammonoideos encontrados en el territorio mexicano presentan ocurrencias en otros países alrededor del mundo, con excepción de 13 especies

(*Peritrochia mullerriedi*, *Stacheoceras toumanskyae*, *Waagenoceras karpinskyi*, *Pseudagathiceras difuntense*, *Adrianites plummeri*, *Pseudagathiceras spinosum*, *Adrianites dunbari*, *Strigogoniatites kingi*, *Pseudogastriceras haacki*, *Xenodiscites waageni*, *Cibolites mojsisovicsi*, *Epithalassoceras ruzencevi*, *Xenodiscus wanneri*), cuya ocurrencia sólo ha sido identificada en México. De igual forma se puede observar que gran parte de la diversidad de ammonoideos en México se comparte principalmente con diferentes localidades de los Estados Unidos; aunque también existen numerosas especies en común con países como Canadá, China, Japón o Rusia.

Dado que algunos de los nombres específicos han ido cambiando con el tiempo, en este trabajo se incluye un anexo con las especies actualizadas (Anexo 1).

3. Discusión

3.1. Implicaciones paleoambientales

Antes que nada, es importante señalar que, dado que los ammonoideos presentaban hábitos nectónicos, sus conchas podían quedar a la deriva en la columna de agua al momento de morir, dificultando el poder inferir paleoambientes de depósito por la sola presencia de estos organismos (Castillo-Espinoza, 2013). Sin embargo, mediante el estudio de las rocas portadoras de estos especímenes es que se ha podido obtener información valiosa acerca del ambiente de depósito.

En el caso del Carbonífero Inferior de México, para la Formación Santiago (Misisípico Inferior-Medio) de Oaxaca, primero se señaló la presencia de condiciones relacionadas con depósitos de tipo arrecifal (Pantoja-Alor, 1970). Posteriormente, mediante el estudio de diferente biota de invertebrados y características sedimentarias se pudo corroborar la presencia de dicho ambiente; aunque también se detectaron facies relacionadas con ambientes periarrecifales y de plataforma externa, los cuales se desarrollaron en aguas poco profundas y cálidas (Sour-Tovar *et al.*, 1982; Morales-Soto, 1984; Quiroz-Barroso, 1995; Rivera y Buitrón, 1999; Silva-Pineda *et al.*, 2003; Castillo-Espinoza, 2013). Así, los ammonoideos de esta unidad misisípica se depositaron en facies someras, relacionadas con la plataforma continental.

En lo que se refiere al Pensilvánico de México, se tiene muy poca información con respecto a estos cefalópodos. Sin embargo, el hallazgo de los ammonoideos *Pseudoparalegoceras amotapense*, *Euasianites* sp. y *Peritrochia* (*Marathonites*) cf. *genti* de la Formación Del Monte, se ha asociado con un ambiente costero. Esto debido a que en el trabajo de Malpica y De La Torre (1980), se propuso que los índices batimétricos de los fósiles y la naturaleza de la litología de esta formación correspondían con indicios de mares poco profundos de plataforma. Cabe resaltar que la ocurrencia de estos taxones en aguas someras, al parecer no es coincidencia,

Tabla 2. Ammonoideos del Pérmico reportados para México, agrupados de acuerdo con su familia. Se indica la localidad donde fueron reconocidos y los autores que los identificaron, además de sus ocurrencias a nivel global.

Clasificación	Especie	Localidad en México	Período Época Edad	Ocurrencias internacionales	Referencia
Cephalopoda - Goniatitida - Cyclolobidae	<i>Waagenoceras dieneri</i> Böse 1919	Cerro de los Monos, El Antimonio: Sonora	Pérmico Guadalupiano Wordiano	Pérmico de: - Canadá - Texas (EUA)	Cooper <i>et al.</i> (1953)
		Sección La Difunta, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Capitaniano		King <i>et al.</i> (1944)
			Pérmico Guadalupiano Wordiano		
			Pérmico Guadalupiano Roadiano		
			Pérmico Guadalupiano		
		Sección Malascachas, Las Delicias: Coahuila	Wordiano		
			Pérmico Guadalupiano Roadiano		
		East knob of Mill Hill: San Francisco, 2 km. Nornoreste de El Antimonio: Sonora	Pérmico Guadalupiano Wordiano		Miller (1945)
		Formación Olinalá, área entre Olinalá, Huamuxtitlán y Cualac: Guerrero			González-Arreola <i>et al.</i> (1994)
	<i>Waagenoceras girtyi</i> Miller y Furnish 1940	0.5 km al norte de Palo Quemado, Las Delicias: Coahuila		Pérmico de: - Canadá	King <i>et al.</i> (1944)
		Cerro Wencelao a El Indio, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Capitaniano	Pérmico de: - Texas (EUA)	
	<i>Timorites schucherti</i> Miller y Furnish 1940			-	
	<i>Waagenoceras kar- pinskyi</i> Miller 1944	Sección La Difunta, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Wordiano	Pérmico de: - Texas (EUA)	
Cephalopoda - Prolecanitida - Medicottiidae	<i>Waagenoceras guada- lupense</i> Girty 1908	Sección Malascachas, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Roadiano		
	<i>Waagenoceras</i> sp. Gemmellaro 1887	Formación Olinalá, Montaña de Guerrero: Guerrero	Pérmico Guadalupiano Wordiano	Pérmico de: - Canadá - China - Indonesia - Irak - Italia - Japón - Omán - Rusia - Túnez - Texas (EUA)	Flores de Dios y Buitrón (1982) Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón (2020)
	<i>Timorites</i> sp. Haniel 1915	Arroyo La Colorada, Cerro San Pedro, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Capitaniano	Pérmico de: - China - Indonesia - Japón - Omán - Rusia - Texas (EUA)	Spinosa y Glenister (2000)
			Pérmico Lopingiano Wuchiapingiano		
	<i>Nodosageceras nodo- sum</i> Wanner 1931			Pérmico de: - Indonesia	
	<i>Difuntites hidius</i> Ruzhentsev 1976			Pérmico de: - Rusia	
	<i>Propinacoceras</i> sp. Gemmellaro 1887	Cerro Wencelao a El Indio, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Capitaniano	Pérmico de: - Timor Oriental - Indonesia - Texas (EUA) - Japón - Canadá - Tailandia - Ucrania - Madagascar - Omán - Irak - Australia - Kazajistán - Malasia - Tayikistán - Italia - China	King <i>et al.</i> (1944)

Clasificación	Especie	Localidad en México	Período Época Edad	Ocurrencias internacionales	Referencia
Cephalopoda - Prolecanitida - Medicottiidae	<i>Medlicottia whitneyi</i> Böse 1919	Sección Malascachas, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Cisuraliano Kunguriano	Pérmico de: - Colombia - Texas (EUA)	King <i>et al.</i> (1944)
	<i>Medlicottia costellifera</i> Miller y Furnish 1940			Pérmico de: - Texas (EUA)	
	<i>Medlicottia girtyi</i> Miller y Furnish 1940			Pérmico de: Texas (EUA)	
	<i>Medlicottia burckhardtii</i> Böse 1919	Sección La Difunta, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Roadiano	Pérmico de: - Texas (EUA) - Canadá - China	
	<i>Medlicottia</i> sp. Waagen 1880		Pérmico Guadalupiano Wordiano	Pérmico de: - Indonesia - Texas (EUA) - Rusia - Kazajistán - Groenlandia - Tayikistán - Alaska (EUA) - Nuevo México (EUA) - Canadá - China	
Cephalopoda - Goniatitida - Adrianitidae	<i>Pseudagathiceras difuntense</i> Miller 1944	Sección Malascachas, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Roadiano	-	Spinosa y Glenister (2000)
	<i>Adrianites plummeri</i> Miller 1944			-	
	<i>Pseudagathiceras spinosum</i> Miller 1944			-	
	<i>Neocrimites</i> sp. Ruzhentsev 1940	Arroyo La Colorada, Cerro San Pedro, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Lopingiano Wuchiapingiano	Pérmico de: - Australia - Canadá - China - Indonesia - Kazajistán - Malasia - Rusia - Tayikistán - Tailandia - Texas (EUA)	

Clasificación	Especie	Localidad en México	Período Época Edad	Ocurrencias internacionales	Referencia
	<i>Adrianites newelli</i> Miller y Furnish 1940	Sección Malascachas, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Cisuraliano Kunguriano	Pérmico de: - Texas (EUA)	King <i>et al.</i> (1944)
Cephalopoda - Goniatitida - Adrianitidae	<i>Adrianites dunbari</i> Miller y Furnish 1940	Cerro Wencelao a El Indio, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Capitaniano	-	King <i>et al.</i> (1944)
Cephalopoda - Goniatitida - Paragastrioceratidae	<i>Pseudogastrioceras roadense</i> Böse 1919	Formación Olinalá, área entre Olinalá, Huamuxtitlán y Cualac: Guerrero	Pérmico Guadalupiano Wordiano	Pérmico de: - Texas (EUA) - China - Alaska (EUA)	González-Arreola <i>et al.</i> (1994)
		Sección La Difunta, Las Delicias: Coahuila			King <i>et al.</i> (1944)
		Sección Malascachas, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Roadiano		
	<i>Pseudogastrioceras altudense</i> Böse 1919	Formación Olinalá, área entre Olinalá, Huamuxtitlán y Cualac: Guerrero	Pérmico Guadalupiano Wordiano	Pérmico de: - Texas (EUA)	Corona-Esquivel (1985)
	<i>Pseudogastrioceras haacki</i> Miller 1944	El Indio, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Capitaniano	-	King <i>et al.</i> (1944)
		Cerro Wencelao a El Indio, Las Delicias: Coahuila		-	
	<i>Strigogoniatis kingi</i> n. sp. Miller 1944			-	
Cephalopoda - Goniatitida - Vidrioceratidae	<i>Stacheoceras toumans- kyae</i> Miller y Furnish 1940	Formación Olinalá, área entre Olinalá, Huamuxtitlán y Cualac: Guerrero	Pérmico Guadalupiano Wordiano	-	González-Arreola <i>et al.</i> (1994); Corona-Esquivel (1985)
		Arroyo La Colorada, Cerro San Pedro, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Lopingiano Wuchiapingiano		Spinosa y Glenister (2000)
			Pérmico Guadalupiano Capitaniano		
	<i>Stacheoceras gemme- llaroi</i> Miller 1944	Sección Malascachas, Las Delicias: Coahuila		Pérmico de: - Canadá	King <i>et al.</i> (1944)
			Pérmico Guadalupiano Roadiano		
		0.5 km al norte de Palo Quemado, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Wordiano		
	<i>Stacheoceras rothi</i> Miller y Furnish 1940	Formación Olinalá, Montaña de Guerrero: Guerrero		Pérmico de: - Texas (EUA)	Flores de Dios y Buitrón (1982) Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón (2020)

Clasificación	Especie	Localidad en México	Período Época Edad	Ocurrencias internacionales	Referencia
Cephalopoda - Ceratitida - Paraceltitidae	<i>Paraceltites rectangularis</i> n. sp. Miller 1944	Cerro Wencelao a El Indio, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Capitaniano	Pérmico de: - Canadá	King <i>et al.</i> (1944)
	<i>Paraceltites altudensis</i> Böse 1919			Pérmico de: - China - Texas (EUA)	
	<i>Xenodiscites waageni</i> Miller y Furnish 1940			-	
	<i>Cibolites mojsisovicsi</i> Miller 1944				
	<i>Paraceltites ornatus</i> Miller y Furnish 1940	Sección La Difunta, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Wordiano	Pérmico de: - Texas (EUA)	Wardlaw <i>et al.</i> (1979); Leonova (2011)
	<i>Paraceltites hoeferi</i> Gemmellaro 1887		Pérmico de: - China - Italia - Omán		
	<i>Kingoceras kingi</i> Miller 1944		Pérmico de: - Irán		
		Arroyo La Colorada, Cerro San Pedro, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Lopingiano Wuchiapingiano		King <i>et al.</i> (1944) Spinosa y Glenister (2000)
		Pérmico Guadalupiano Capitaniano			
	<i>Paraceltites elegans</i> Girty 1908	Formación Olinalá, área entre Olinalá, Huamuxtitlán y Cualac: Guerrero	Pérmico Guadalupiano Wordiano	Pérmico de: - China - Japón - Omán - Nuevo México (EUA) - Texas (EUA)	González-Arreola <i>et al.</i> (1994); Corona-Esquivel (1985)
Cephalopoda - Goniatitida - Thalassoceratidae	<i>Epithalassoceras ruzencevi</i> Miller y Furnish 1940	Sección Malascachas, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Roadiano	-	King <i>et al.</i> (1944)
Cephalopoda - Goniatitida - Agathiceratidae	<i>Agathiceras girtyi</i> Böse 1919	Palo Quemado, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Wordiano	Pérmico de: - Canadá - Tailandia - Texas (EUA)	Wardlaw <i>et al.</i> (1979)
	<i>Agathiceras suessi</i> Gemmellaro 1887			Pérmico de: - Canadá - China - Irak - Italia - Japón - Malasia - Omán - Tailandia - Túnez	
	<i>Agathiceras frechi</i> Böse 1919	Formación Olinalá, Montaña de Guerrero: Guerrero		Carbonífero de: - Texas (EUA)	Flores de Dios y Buitrón (1982) Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón (2020) Corona-Esquivel (1985)
		Formación Olinalá, área entre Olinalá, Huamuxtitlán y Cualac: Guerrero			

Clasificación	Especie	Localidad en México	Período Época Edad	Ocurrencias internacionales	Referencia
Cephalopoda - Ceratitida - Araxoceratidae	<i>Eoaxoceras ruzhen- cevi</i> Spinosa <i>et al.</i> 1970	Sección La Difunta, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Lopingiano Wuchiapingiano	Pérmico de: - Irán	King <i>et al.</i> (1944)
		Arroyo La Colorada, Cerro San Pedro, Las Delicias: Coahuila			Spinosa y Glenister (2000)
Cephalopoda - Ceratitida - Xenodiscidae	<i>Xenodiscus wanneri</i> Spinosa <i>et al.</i> 1975			-	
Cephalopoda - Goniatitida - Perrinitidae	<i>Perrinites vidriensis</i> Böse 1919	Las Sardinas, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Cisuraliano Artinskiano	Pérmico de: - Japón - Texas (EUA)	Wardlaw <i>et al.</i> (1979)
	<i>Properrinites</i> sp. Elias 1938	Sección San Salvador Patlanoaya: Puebla	Pérmico Cisuraliano Wolfcampiano	Pérmico de: - Canadá - China - Rusia - Tayikistán - Kansas (EUA) - Nevada (EUA) - Nuevo México (EUA) - Texas (EUA)	Villaseñor <i>et al.</i> (1987); El Albani <i>et al.</i> (2005)
	<i>Perrinites hilli</i> Smith 1903		Pérmico Guadalupiano Roadiano	Pérmico de: - Belice - Colombia - Tailandia - Arizona (EUA) - California (EUA) - Idaho (EUA) - Nuevo México (EUA) - Oklahoma (EUA) - Texas (EUA) - Venezuela	Villaseñor <i>et al.</i> (1987); Vachard <i>et al.</i> (2004); El Albani <i>et al.</i> (2005)
		Placer de Guadalupe: Chihuahua	Pérmico Cisuraliano Kunguriano- Guadalupiano Roadiano		Bridges, (1964); López-Ramos, (1985); Vachard <i>et al.</i> (2004)
		Sección Malascachas, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Cisuraliano Kunguriano		King <i>et al.</i> (1944)
		Sección La Difunta, Puerto de Sardinas, Las Delicias: Coahuila			
		Nor-noreste de Cushú, camino a San José Montenegro: Chiapas			Mullerried <i>et al.</i> (1941)
	<i>Peritrochia mulle- riedi</i> Miller y Furnish 1941			-	
Cephalopoda - Goniatitida - Popanoceratidae	<i>Popanoceras bowmani</i> Böse 1919	Palo Quemado, Las Delicias: Coahuila	Pérmico Guadalupiano Wordiano	Pérmico de: - Texas (EUA)	Wardlaw <i>et al.</i> (1979)

ya que *P. amotapense* también fue reportada para la Formación Cerro Prieto (Misisípico Superior–Pensilvánico Inferior) de Perú, cuyo ambiente fue asociado con un medio litoral (Bianchi y Jacay, 2015; Aldana *et al.*, 2020). Asimismo, *P. amotapense* de la Formación Winslow de Arkansas, se encontró en estratos que sugieren paleoambientes de aguas poco profundas (Miller y Downs, 1948); mientras que la ocurrencia de *Marathonites ganti* de la Formación Gaptank en Glass Mountains se halló en estratos con biohermas correspondientes con un arrecife (Cooper y Grant, 1972, 1977).

Para el Pérmico, existe un mayor número de trabajos relacionados con los ammonoideos y sus asociaciones

fósiles, en los cuales se incluye información relacionada con los ambientes deposicionales. En el caso del Valle de Las Delicias, Coahuila, resaltan las secciones La Difunta y Malascachas. Para sus estratos pérmicos, King (1944) señaló que las calizas masivas de las zonas de *Waagenoceras* y *Timorites* correspondían con depósitos arrecifales, los cuales se pudieron haber formado por la presencia de esponjas, corales y algas calcáreas. Dichos ambientes poco profundos fueron corroborados posteriormente para La Difunta, Palo Quemado y La Colorada, cuyas facies fueron relacionadas, en general, con un ambiente marino de aguas someras (Téllez-Girón y Nestell, 1983).

En tanto que, para el estado de Guerrero, Corona-Esquivel (1985) y Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón (2020), señalaron que en la región de Olinalá se desarrollaron diferentes ambientes carbonatados, incluyendo facies asociadas con zonas continentales deltaicas, de plataforma y arrecifales. Esto coincide con los trabajos de Silva-Pineda *et al.* (1998, 2000, 2003), Flores de Dios *et al.* (2000) y Gutiérrez-Quinto (2002), quienes señalaron que en la región se establecieron distintos ambientes de plataforma interna con parches y montículos arrecifales, depósitos de margen de plataforma con bancos de arenas carbonatadas, y una rampa carbonatada que cubre una sucesión de frente deltáico y de prodelta por contacto erosional. Además, Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón (2020) también mencionaron que los depósitos de rampa externa subyacen por contacto erosivo a la asociación de facies fluviales; e incluso resaltaron que la facies donde se encuentran los ammonioideos, considerada como la unidad dominante en esta formación, corresponde a una rampa homoclinal desarrollada en aguas cálidas, presentando un prominente sistema fluvial que erosionó parte de la plataforma marina.

Por otro lado, en el caso de la Formación Monos de Sonora, donde se ha reportado la única especie de ammonioideo del estado, se ha sugerido que el ambiente de depósito de esta unidad corresponde a uno marino somero (Pérez-Ramos, 2001), el cual fue posteriormente complementado por Dobbs *et al.* (2021), quienes detectaron la presencia de facies turbidíticas que transicionaban a una rampa carbonatada, destacando que los ensamblajes de fósiles correspondían a hábitats de bancos de arena.

Con respecto a la Formación Patlanoaya, se ha señalado que prevalecieron los cambios entre ambientes marinos costeros y litorales, donde incluso se pueden observar lutitas negras de origen prodeltáico (Vázquez-Echeverría, 1986; Vachard *et al.*, 2000, 2004). Resalta que, para la parte media y superior de la formación, que es donde se ubican los ammonioideos, se identificaron ambientes de depósito que fluctuaban desde la playa hasta la costa, así como ambientes marinos más alejados del litoral, cuyos sedimentos se depositaron en un sistema de rampa homoclinal (El Albani *et al.*, 2005).

En cuanto al afloramiento de Placer de Guadalupe, Chihuahua, donde se reportó a *Perrinites hilli*, solo se ha asociado con un golfo austral de aguas someras (Vachard *et al.*, 2004), en donde se desarrollaron comunidades arrecifales (Montgomery, 2004). Finalmente, para Chiapas, en la Formación Paso Hondo (Artinskiano-Roadiano) compuesta de rocas carbonatadas masivas, se identificaron los únicos registros de ammonioideos de la región. Aunque estos especímenes no se estudiaron o analizaron en un contexto paleoambiental por Mullerried *et al.* (1941); Hernández-García en 1973, describió que los ambientes de depósito de esta formación se podían relacionar con facies lagunares detríticas y calcáreas de plataforma, desarrollos arrecifales, periarrecifales y brechas de talud arrecifal. No obstante, para

2017, Torres-Martínez *et al.* detectaron que los sedimentos de la unidad, en realidad correspondían con facies de diferentes paleoambientes marinos asociados con una rampa carbonatada homoclinal, la cual se desarrolló en la región durante el Cisuraliano tardío.

De manera general, se puede denotar que los ambientes deposicionales donde se han encontrado los diferentes registros de ammonioideos se relacionan con plataformas carbonatadas y rampas mixtas (carbonato y siliciclásticos) (Silva-Pineda *et al.*, 2003). Esto coincide con lo observado en otras regiones del mundo, donde se ha reportado la ocurrencia de diversas formas de ammonioideos del Paleozoico tardío en paleoambientes someros o cercanos a bancos de arena o arrecifales de plataforma (Leonova, 2011); algo que cambió drásticamente hacia el Mesozoico.

3.2. Implicaciones bioestratigráficas

Los ammonioideos son uno de los grupos fósiles más útiles para la zonificación bioestratigráfica, debido a su rápida evolución y sus sucesivas radiaciones morfológicas; además de su modo de vida nectónico y su potencial de distribución *post mortem*, dando como resultado que las especies individuales y los géneros estuvieran ampliamente distribuidos (Ramsbottom y Saunders, 1985). En el caso del Paleozoico tardío, los ammonioideos representan uno de los proxies bioestratigráficos más sobresalientes, cuyos hallazgos en rocas del Carbonífero y Pérmico de México han contribuido con la datación precisa de diversos estratos, mediante biozonas, donde se han encontrado.

Con respecto al Carbonífero, se han planteado diferentes propuestas bioestratigráficas; por ejemplo, Ramsbottom y Saunders (1985) plantearon 18 biozonas de ammonioideos para todo el periodo. De esta manera se establecieron las zonas de *Fasciopicercyclus-Ammonellipsites*, *Beyrichoceras*, *Goniatites* y *Neoglyphioceras* para el Viseano; mientras que para el Serpukhoviano se sugirieron las zonas *Eumorphoceras* y *Homoceras*. En cuanto al Pensilvánico, para el Bashkiriano se propusieron las zonas de *Reitculoceras*, *Bilinguites-Cancelloceras*, *Branneroceras*, *Axinolobus* y *Winslowoceras*; para el Moscoviano las zonas de *Eowellerites* y *Wellerites*; y para el Kasimoviano-Gzheliano las zonas de *Parashumardites* y *Shumardites*.

Para 2015, Korn y Klug propusieron su propia nomenclatura biozonal (semejante a la de Ramsbottom y Saunders, 1985), donde se incluyeron los géneros *Fasciopicercyclus-Ammonellipsites*, *Goniatites*, *Beyrichoceras* y *Neoglyphioceras* para el Viseano; así como *Eumorphoceras* para el Serpukhoviano. Mientras que, para el Bashkiriano, ubicaron las zonas *Homoceras*, *Reitculoceras*, *Bilinguites-Cancelloceras* y *Branneroceras*; para el Moscoviano las zonas *Axinolobus*, *Eowellerites* y *Wellerites*; y *Parashumardites* y *Shumardites* para el Pensilvánico Superior.

En cuanto a México, la Formación Santiago de Oaxaca se dató para el Viseano (Misisípico Medio),

en donde se reportaron ammonoideos como *Beyrichoceras hornerae*, *Goniatites crenistria*, *Goniatites* sp. y *Prolecanites americanus*. Su presencia en los estratos de la unidad permite confirmar la edad señalada, dado que se pudieron ubicar dentro de las zonas *Beyrichoceras*, *Goniatites* y *Neoglyphioceras* reportadas por Ramsbottom y Saunders (1985); así como *Goniatites-Beyrichoceras* de Korn y Klug (2015).

Concerniente al Pensilvánico, según Carrillo-Bravo (1961), los estratos de la Formación Del Monte de Tamaulipas, donde fueron encontrados los ammonoideos *Pseudoparalagoceras amotapense* y *Eoasianites* sp., pertenecían a una edad del Pensilvánico Inferior. Al revisar las biozonas de los ammonoideos pensilvánicos se pudieron identificar discrepancias entre los taxones descritos y la edad señalada para la unidad. En el caso de la propuesta de Ramsbottom y Saunders (1985), no fue posible correlacionar dichos géneros con ninguna de las zonas planteadas; mientras que en la propuesta de Korn y Klug (2015) se señala que el género *Pseudoparalagoceras* pertenece al Moscoviano tardío, es decir del Pensilvánico Medio. Cabe resaltar que, de acuerdo con la página web PBDB, *Pseudoparalagoceras amotapense*, *Phanerocheras amotapense* y *Gastrioceras amotapense* pertenecen al mismo taxón, denotando que no existe un consenso claro sobre el nombre válido para esta especie. Siendo así, resalta que el género *Phanerocheras* tampoco aparece en las zonaciones propuestas por de Ramsbottom y Saunders (1985) y Korn y Klug (2015); por el contrario, *Gastrioceras* se reporta en la zona *Branneroceras-Gastrioceras* (Korn y Klug, 2015) del Bashkiriano (Pensilvánico Inferior). Con respecto a *Eoasianites*, Murray et al. (1960) mencionaron que este ammonoideo pertenecería al género *Glaphyrites*, e incluso en la PBDB se utiliza el nombre alternativo de *Eoasianites* (*Glaphyrites*). De acuerdo con esta página web, la especie tipo del género *Glaphyrites* es *Gastrioceras modestum*, cuyos nombres alternativos son *Eoasianites modestus* y *Glaphyrites modestus* (nombre válido), abriendo la posibilidad de que el ammonoideo *Eoasianites* sp. reportado por Carrillo-Bravo (1961) pudiera verse representado por el género *Gastrioceras* en las zonaciones ya mencionadas. Esto plantea la necesidad de volver revisar los taxones de ammonoideos reportados, ya que se podría manejar información errónea con respecto a la edad de los estratos portadores del Pensilvánico.

Por último, Carrillo-Bravo (1961) también estableció una probable edad del Carbonífero Superior (Gzheliano) para las rocas en las que reportó a *Peritrochia* (*Marathonites*) cf. *genti*. No obstante, el nombre actualmente aceptado para esta especie es *Cardiella ganti*, siendo una especie perteneciente a la zona *Vidrioceras-Shumardites*, correspondiente con el Ghezliano en el trabajo de Korn y Klug (2015).

Con respecto al Pérmico de la región de Coahuila, King et al. (1944) reconocieron en las rocas de la Sierra Las Delicias los posibles equivalentes de las

unidades estratigráficas Leonard, Word y Capitan del oeste de Texas, sugiriendo incluso que los estratos marinos carbonatados más altos de Las Delicias fueran equivalentes a la parte inferior de la serie Ochoa de Nuevo México. Así, los ammonoideos reportados en este trabajo indicaron cuatro zonas faunísticas bien definidas en los estratos del Pérmico de Coahuila: la zona de *Perrinites* con representantes de *Bitaunioceras*, *Bactrites*, *Medlicottia* y *Adrianites* (correlacionable con las formaciones Leonard y Bone Spring del oeste de Texas y la Formación Paso Hondo de Chiapas); la zona *Waagenoceras* con los géneros *Bitaunioceras*, *Titanoceras*, *Medlicottia*, *Pseudogastriceras*, *Epithalassoceras*, *Adrianites*, *Pseudagathiceras*, *Agathiceras*, *Stacheoceras* y *Paraceltites* (correlacionable con las formaciones Cherry Canyon y Word de Texas; la porción media de Delaware Mountain; y con la serie Cache Creek de la Columbia Británica); la zona *Timorites* con representantes de *Bitaunioceras*, *Liroceras*?, *Stearoceras*, *Bactrites*, *Propinacoceras*, *Pseudogastriceras*, *Strigogoniatites*, *Adrianites*, *Stacheoceras*, *Timorites*, *Paraceltites*, *Cibolites*, *Xenodiscites* y posiblemente *Waagenoceras* (correlacionable con las formaciones Capitan, Bell Canyon, Altuda y la porción superior de Delaware Mountain del oeste de Texas); y la zona *Kingoceras*. Dado que este último género fue nuevo, no fue posible correlacionarlo con otras unidades; sin embargo, se observó la ocurrencia del fusulínido *Polydiexodina* y se señaló que *Kingoceras* es considerado un taxón más avanzado que los hallados en la zona *Timorites*. Por lo mismo, Miller (1944) sugirió que esta zona representaba un horizonte más joven que las faunas marinas reportadas en Texas y Nuevo México, siendo incluso equivalente a la serie Ochoa de Nuevo México (King et al., 1944).

En cambio, Wardlaw et al. (1979) propusieron cinco unidades informales: Las Sardinas, El Tordillo, Palo Quemado, La Difunta y La Colorada. Las faunas reportadas en este trabajo y la edad asignada coinciden en cierto grado con los registros de King et al. (1944). De esta manera, para la porción superior de Las Sardinas, asignada al Leonardiano, se reportaron a *P. hilli* y *P. vidriensis*. En cuanto a las unidades Palo Quemado, La Difunta y La Colorada del trabajo de Wardlaw et al. (1979) se pueden observar algunas tendencias que coinciden con las zonas de *Waagenoceras*, *Timorites* y *Kingoceras* de King et al. (1944). Sin embargo, cabe resaltar que en el trabajo de Wardlaw et al. (1979) las unidades que son aproximadamente equivalentes al Roadiano y Wordiano (Palo Quemado y La Difunta) no se identifican fácilmente por al menos una fauna irrefutable de ammonoideos. Con respecto a La Colorada, Leonova (2011) menciona que no hay un acuerdo sobre su edad, pues diversos autores la han fechado como wuchiapingiana por la aparición de los primeros araxocerátidos. No obstante, Leonova (2011) coincide con otros autores, los cuales hacen énfasis de que esta unidad corresponde a la parte superior del Capitaniano, ya que se puede correlacionar con los estratos de esta misma edad de Timor,

dada la presencia de *Episageceras*, *Timorites*, *Kingoceras*, *Stacheoceras* y *Xenodiscus* (Leonova, 2011).

Por otro lado, mencionando a los ammonioideos paleozoicos de Chiapas, en el trabajo de Mullerried *et al.* (1941) fue asignada una edad del Pérmico medio (aunque posteriormente se estableció como el final del Pérmico inferior) para las rocas carbonatadas portadoras de fósiles de la Formación Paso Hondo. Los autores indicaron esta edad por la ocurrencia de los ammonioideos: A) *Perrinites hilli*, característico de la serie Leonard de Texas, Nuevo México y Coahuila, y B) *Peritrochia mullerriedi*, cuyas formas similares están muy extendidas y son muy abundantes en el Leonardiano (=Artinskiano-Kunguriano). La edad de esta unidad fue posteriormente extendida por la presencia de diversas formas de braquiópodos del Roadiano (Guadalupiano inferior), las cuales eran correlacionables con las biotas encontradas en las formaciones Cherry Canyon (Getaway Member) y Road Canyon de Texas (Torres-Martínez *et al.*, 2019). Actualmente el alcance estratigráfico del género *Perrinites* está establecido para el Kunguriano-Roadiano (Leonova, 2002), mientras que *Peritrochia* (=Kargalites) no es conocido por ocurrir por encima de la serie Leonard (Leonova, 2002).

Para la Formación Patlanoaya de Puebla, la ocurrencia de *P. hilli* y *Properrinites* ha permitido establecer que los estratos que los contienen corresponden al Pérmico inferior. Villaseñor *et al.* (1987) mencionó que la ocurrencia de *Properrinites* indica una edad del Pérmico inferior (Asseliano-Sakmario) correspondiente al Wolfcampiano (=Cisuraliano inferior). Posteriormente, Silva-Pineda *et al.* (2003) indicaron un rango de edad del Wolfcampiano al Leonardiano para la Formación Patlanoaya. No obstante, El Albani *et al.* (2005) mencionaron que la presencia del género *Properrinites* en la porción superior de Patlanoaya indicaba que este intervalo se relacionaba con la parte basal del Wolfcampiano. En cambio, se propuso que el miembro de esta formación que contiene a *P. hilli*, pertenecía a una edad del Leonardiano superior (equivalente al Kunguriano o la parte superior del Pérmico inferior) (Villaseñor *et al.* 1987; El Albani *et al.*, 2005).

Entre los ammonioideos que se han reportado para el estado de Guerrero, sólo hay una especie en común con Sonora y tres con Coahuila (Tabla 2). El resto de los ammonioideos reportados para Guerrero sólo se conocen para la Formación Olinalá. Corona-Esquivel (1981-1983) asignó a esta formación una edad pérmica por la presencia de un representante del género *Stacheoceras* en los estratos superiores, detectando que los estratos inferiores pertenecían al Pensilvánico-Pérmico medio por la presencia del género *Agathiceras*. Para 1985, Corona-Esquivel señaló nuevamente una edad pérmica para esta unidad por la presencia de *Paraceltites elegans*, *Pseudogastriceras altudense* y *Stacheoceras tomanskyae*. Posteriormente, en el trabajo de González-Arreola *et al.* (1994) la Formación Olinalá fue dividida en 7 unidades informales, de las cuales sólo para las unidades 2, 4, 5 y 7

se reportaron fósiles, entre ellos ammonioideos, asociados con el Pérmico medio. Así, en la Unidad 2 reportaron a *Pseudogastriceras roadense* y *Stacheoceras toumanskyae*; en la Unidad 4 a *S. toumanskyae*, *Paraceltites elegans* y *Waagenoceras dieneri*; en la Unidad 5 a *P. elegans*; y en la Unidad 7 a *S. toumanskyae*. En el trabajo de Silva-Pineda *et al.* (2003) se puede encontrar información que señala una edad wordiana para la formación, pues los autores mencionaron que en las porciones inferior y media de esta unidad litostratigráfica se tienen representantes de *Waagenoceras* del Wordiano. En tanto que Vachard *et al.* (2004) atribuyeron al Wordiano los estratos con ammonioideos de Olinalá, resaltando que la edad mínima de estos estratos podría ser del Capitaniano inferior según la bioestratigrafía de los foraminíferos.

Con respecto a Sonora, sólo se conoce el registro de un espécimen de *W. dieneri* para la Formación Monos en El Antimonio. De acuerdo con Miller (1945) esta especie fue encontrada en la zona de *Spiriferina* (=Spiriferellina por Cooper *et al.*, 1953), permitiendo señalar una edad del Wordiano para la unidad. Sin embargo, el espécimen está mal preservado y fragmentado, lo que pondría en duda la asignación de dicha edad. En el trabajo de Miller (1945) se menciona que esta especie ocurre tanto en el horizonte Word como en el Capitan, aunque su presencia es rara en este último. Esto se tiene que señalar dado que estudios posteriores con conodontos (p.e. Lara-Peña *et al.*, 2021) han establecido que la Formación Monos realmente se dataría para el Wordiano-Capitaniano, asociando en realidad la biota estudiada por Cooper *et al.* (1953) con el Guadalupiano superior.

Por último y de manera general, la zonación para el Pérmico presentada por Leonova (2016) indica a *Properrinites boesei* y *Properrinites cumminsi* como índices del Sakmario; a *Neocrinites fredericksi-Medlicottia orbignyana* como índices del Artinskiano; a *Perrinites hilli* como índice del Kunguriano; a *Daubichites goochi-Demareziites oyensi* (sin representantes en México) como índices del Roadiano; a *Adrianites elegans-Waagenoceras dieneri* como índices del Wordiano; a *Eoaraxoceras ruzhencevi-Kingoceras kingi* y *Timorites schucherti-Cibolites uddeni* como índices del Capitaniano; y a *Araxoceras ventrosulcatum* y *Araxoceras latissimum* como índices del Wuchiapingiano.

Tomando en cuenta toda la información anterior, se proponen los alcances estratigráficos generales, a modo de zonación, de los diferentes géneros de ammonioideos que se pueden encontrar en México (Figura 2).

3.3. Implicaciones paleobiogeográficas

Los ammonioideos son rara vez utilizados para estudios paleogeográficos detallados porque se considera que son demasiado móviles para la separación de distintas unidades biogeográficas. Debido a su modo de vida pelágico, su distribución podría verse influenciada por varios factores, incluido el modo de vida, que puede

Pérmico	Lopingiano	Changhsingiano	Wuchiapingiano	<i>Eoaraxoceras</i> <i>Cibicides</i> <i>Timorites</i> <i>Kingoceras</i> <i>Wuogenoceras</i> <i>Perrinites</i> <i>Stacheoceras</i> <i>Perrinites</i> <i>Adrianites</i> <i>Neocrinites</i> <i>Medlicottia</i> <i>Properrinites</i>
	Guadalupiano	Capitaniano		
		Wordiano		
		Roadiano		
	Cisuraliano	Kunguriano		
		Artinskiano		
		Sakmariano		
		Asseliano		
Carbonífero	Pensilvánico	Superior	Gzheliano	<i>Platyceras</i> <i>Shanardites</i> <i>Brammeroceras</i> <i>Beyrichoceras</i> <i>Goniatites</i>
			Kasimoviano	
		Medio	Moscoviano	
		Inferior	Bashkiriano	
	Misisípico	Superior	Serpukhoviano	
		Medio	Viseano	
		Inferior	Tournaisiano	

Figura 2. Biozonación a partir de los alcances estratigráficos de géneros de ammonioideos carboníferos y pérmicos presentes en México.

cambiar a través de la ontogenia, así como la dispersión *post mortem* (Korn y De Baets, 2015).

Respecto a los ammonioideos misisípicos de México, el mar Paleotethys sirvió como vía de dispersión entre las biotas que se encuentran en Europa, Asia, Norteamérica y México. Por ejemplo, la afinidad que existe entre las faunas de la Formación Santiago con las encontradas en el centro-oeste de Estados Unidos se podría explicar bajo el esquema de Ortega-Gutierrez *et al.* (1995), en el cual el microcontinente Oaxaquia se acrecionó con Norteamérica durante el Misisípico temprano, prevaleciendo mares epicontinentales que cubrieron la región del Midcontinent y la parte sur de México (Sour-Tovar, 1994; Quiroz-Barroso *et al.*, 2000; Navarro-Santillán *et al.*, 2002). Cabe resaltar que, durante el Misisípico, el océano Rheico aún se encontraba abierto, el cual se cerró al fusionarse Gondwana y Laurentia a finales del Carbonífero temprano (Serpukhoviano). Debido a esto, para el Pensilvánico se modificó la conformación continental, y, por lo tanto, la distribución de los organismos marinos. Lo anterior se refleja en que para este periodo sólo se tienen registros en común con los territorios que en ese entonces se ubicaban en zonas de la costa oeste de lo que sería Pangea (Perú, África, EUA, Rusia).

Respecto a los ammonioideos del Pérmico, es evidente que las biotas de México están principalmente relacionadas con las de Texas en los Estados Unidos, además de otras regiones del hemisferio oriental (King *et al.*, 1944). No obstante, se ha sugerido que al principio del periodo existían dos grandes regiones de distribución de estos cefalópodos. Estas se ubicaban en los hemisferios oriental y occidental, pero ambos restringidos al norte geográfico, probablemente por la glaciación que comenzó en el Carbonífero (Leonova, 2011). Así, se reconocieron cinco grandes reinos de ammonioideos

pérmicos: Uraliano, Norteamericano, Ártico, Australiano y Paleotethys. Además, el Reino de Paleotethys fue subdividido en tres regiones (central, occidental y oriental) (Leonova, 2011). Los ammonioideos del Asseliano tardío y del Sakmariano se encontraban en la parte central del Paleotethys, al sureste de El Pamir, el suroeste de China, Darvaz, Malasia, Tailandia y Timor. Esto coincide con el único registro en México equivalente a estas edades, el cual corresponde a un representante de *Properrinites* del Wolfcampiano cuyos registros internacionales incluyen el Asseliano de El Pamir y del suroeste de China. Es probable que el género *Properrinites* migrara desde las cuencas americanas hacia el Reino de Paleotethys a principios del Pérmico temprano, debido a que su origen se ha señalado para el Reino Americano (Leonova, 2011). Para finales del Pérmico, en el Reino Americano estuvieron presentes los géneros aborígenes *Metacrinites*, *Perrinites* y *Stacheoceras*, los cuales están registrados en México. De manera contemporánea, en la parte central y oriental del Reino Paleotethys (correspondiente a las cuencas de El Pamir, Afganistán, Tailandia, Timor, así como a las del sur y el norte de China) ocurrían diversos representantes de las familias *Medlicottiidae*, *Adrianitidae* y *Perrinitidae* (Leonova, 2011).

Cabe resaltar que es evidente la semejanza taxonómica de ammonioideos que se presentó entre estos dos reinos (p.e. *Metacrinites* y *Perrinites* de finales del Cisuraliano), denotando que pudo existir un intercambio de faunas entre el Reino Paleotethys y el Reino Americano, entre los cuales debieron existir rutas migratorias, además de que probablemente tenían ambientes similares. Incluso, se ha propuesto que para el Wordiano-Capitaniano la fauna de ammonioideos de Norteamérica fue muy similar a la del Reino Paleotethys, pudiendo haber existido una posible comunicación directa a través del Océano Pantalásico. Esto último apoyado por la ocurrencia de los géneros *Mexioceras* y *Eoaraxoceras* en las cuencas del Paleotethys. Mientras que, formas de los géneros del Paleotethys como *Propinacoceras*, *Stacheoceras*, *Agathiceras*, *Nodosageceras* y *Timorites* han sido reportadas en los estratos pérmicos del territorio mexicano (Leonova, 2011).

Resalta que también pudo haber existido comunicación del Reino Americano con los Reinos Uraliano y Ártico dado que las familias *Paragastrioceratidae* y *Popanoceratidae*, originadas en el Reino Uraliano (Montes Urales y norte de Kazajistán), cuentan con diferentes representantes en México. Además, para el Reino Ártico (este de Groenlandia) se identificaron diversas especies de los géneros *Cyclolobus*, *Paramexioceras*, *Neogeoceras* y *Eumedlicottia*, ocurriendo los últimos dos en territorio mexicano (Leonova, 2011).

4. Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos es evidente que, en comparación con los trabajos realizados con

ammonoideos del Pérmico de México, hay una gran escasez de estudios dedicados a estos cefalópodos del Carbonífero en el territorio mexicano, pues los reportes totales de seis familias, seis géneros y seis especies para el Carbonífero mexicano contrastan claramente con los registros totales de 13 familias, 24 géneros y 47 especies para el Pérmico de México. Por lo tanto, resalta la ausencia de reportes y falta de trabajos dedicados al estudio de ammonioideos en todas las secuencias marinas del Paleozoico del país.

Con respecto a las implicaciones paleoambientales, los ammonioideos no son organismos clave para determinar un paleoambiente por su sola presencia en los estratos; sin embargo, considerando la abundancia de sus fósiles en zonas relacionadas con aguas someras o cercanas a bancos de arena o arrecifales, se puede sugerir que durante el Paleozoico tardío (Carbonífero-Pérmico) este grupo tuvo cierta preferencia por hábitats poco profundos; cuya tendencia cambió drásticamente hacia el Mesozoico.

Debido a sus características, los ammonioideos del Paleozoico superior son un proxy muy útil para establecer biozonas y fechar relativamente a las rocas portadoras. Para México, el Viseano (Misisípico Medio) está representado por las zonas de *Beyrichoceras* y *Goniatites*. Mientras que la zona de *Branneroceras* se ha asociado con el Pensilvánico Inferior y la zona de *Vidrioceras-Shumardites* con el Pensilvánico Superior. Finalmente, para el Pérmico, se sugieren las zonas de *Properrinites* (Sakmario), *Perrinites-Adrianites/Neocrinites-Medlicottia* (Artinskiano-Kunguriano), *Perrinites* (Kunguriano-Roadiano), *Waagenoceras* (Wordiniano-Capitaniano), *Cibolites-Timorites* (Capitaniano), *Kingoceras* (Capitaniano-Wuchiapingiano) y *Eoraxoceras* (Wuchiapingiano).

Durante el Carbonífero el océano Paleotethys y la continuidad en mares epicontinentales contribuyeron al intercambio de biotas entre Europa, Asia y Norteamérica (incluyendo México), además de que la distribución de los organismos marinos debió verse afectada por los cambios en la conformación continental que clausuraban o abrían diferentes océanos. Para el Pérmico la identificación de taxones principalmente pertenecientes a los Reinos Americano y Paleotethys permitió inferir la existencia de rutas migratorias marítimas en el Océano Pantalásico, las cuales favorecieron el intercambio de biotas entre México con el resto de Norteamérica y Eurasia.

Agradecimientos

Este trabajo se le dedica a la Dra. Celestina González Arreola, dada su importante trayectoria en el estudio de los ammonioideos de México, incluyendo los del Paleozoico. También, agradecemos los comentarios y sugerencias realizados por dos revisores anónimos, los cuales enriquecieron el manuscrito original.

Referencias

- Alanis-Pavón, A. (2020). *Ammonoideos del Pérmico medio (Guadalupeño) de las localidades Las Manuelas I y Las Difuntas-18 de Coahuila, México consideraciones estratigráficas*. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 101 pp.
- Aldana, M., Chacaltana, C. & Tejada, L. (2020). Ammonites del Perú: reconocimiento, distribución y registro estratigráfico. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales*, 34, 314 pp.
- Bianchi, C. & Jacay, J. (2015). Evolución paleogeográfica fanerozoica de la región nor-occidental de la margen peruana y sus posibilidades hidrocarbúferas: *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 110, 110–114.
- Böse, E. (1919[1917]). The Permo-Carboniferous ammonoids of the Glass Mountains, west Texas, and their stratigraphical significance. *University of Texas Bulletin*, 1762, 1–241.
- Bridges, L.W. (1964). Stratigraphy of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area. Geology of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico. *West Texas Geological Society, Field Trip Guidebook, Publication*, 64–50, 50–59.
- Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13 (1 y 2), 1–98.
- Castillo-Espinoza, K.M. (2013). *Sistemática de braquiópodos, cefalópodos y crinoideos del Misisípico Medio de la formación Santiago, Santiago Ixtaltepec, Oaxaca*. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 112 pp.
- Cooper, G.A. & Grant, R.E. (1972). Permian brachiopods of west Texas, I. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, 14, 1–231.
- Cooper, G.A. & Grant, R. E. (1977). Permian Brachiopods of West Texas, VI. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, 32, 3161–3370.
- Cooper, G.A., Dunbar, C.O., Duncan, H., Miller, A.K. & Knight, J.B. (1953). Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 119(2), 1–111.
- Corona-Esquivel, R. (1983). Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, Noreste del Estado de Guerrero. *Revista del Instituto de Geología*, 5(1), 17–24.
- Corona-Esquivel, R. (1985). *Geología de la región comprendida entre Olinalá y Huamantla, Estado de Guerrero*. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 117 pp.
- De Baets, K., Hoffmann, R., Sessa, J.A. & Klug, C. (2016). Fossil Focus: Ammonoids. *Palaeontology Online*, 6 (2), 1–15.
- de Haan, W. (1825). *Monographiae ammoniteorum et goniatiteorum specimen*. Lugduni Batavorum, H.W. Hazenberg, 168 pp.
- Dobbs, S.C., Riggs, N.R., Marsaglia, K.M., González-León, C.M., Cecil, M.R. & Smith, M.E. (2021). The Permian Monos Formation: stratigraphic and detrital zircon evidence for Permian Cordilleran arc development along the southwestern margin of Laurentia (northwestern Sonora, Mexico): *Geosphere*, 17(2), 520–537.
- El Albani, A., Vachard, D., Fürsich, F. Buitrón, B. & Flores de Dios, A. (2005). Depositional environment and biofacies characterization of the Upper Pennsylvanian-Lower Permian deposits of the San Salvador Patlanoaya section (Puebla, Mexico). *Facies*, 50, 629–645.
- Elias, M.K. (1938). *Properrinites plummeri* Elias, n. gen and sp., from Late Paleozoic rocks of Kansas, Part III of Studies of Late Paleozoic ammonoids. *Journal of Paleontology*, 12, 101–105.
- Flores de Dios, A. & Buitrón, B.E. (1982). Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero. *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica*, 12, 1–28.
- Flores de Dios, A., Vachard, D. & Buitrón, B.E. (2000). La cubierta sedimentaria pérmica superior (formaciones Olinalá, Ihuatlepec y Yododeñe) de los terrenos Zapoteco y Mixteco, evolución sedimentológica e interpretaciones paleogeográficas (resumen). En: *Segunda Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, México: México, GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, 20(3), 21–22.

- Gemmellaro, G.G. (1887). La Fauna dei Calcari con Fusulina della Valle del Fiume Sosio nella Provincia di Palermo, Fascicolo I-Ammonoidea. *Giornale di Scienze Naturali e Economiche*, 19, 1–106.
- Girty, G.H. (1908). The Guadalupian fauna. *United States Geological Survey Professional Paper*, 58, 1–651.
- González-Arreola, C., Villaseñor-Martínez, A.B. & Corona-Esquivel, R. (1994). Permian fauna of the Los Arcos Formation, Municipality of Olinalá, State of Guerrero, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(2), 214–221.
- Gutiérrez-Quinto, M.P. (2002). *Análisis de facies y microfacies del miembro carbonatado de la formación Olinalá (Pérmico), Estado de Guerrero: Taxco, Guerrero*. México, Universidad Autónoma de Guerrero, Tesis profesional, 109 pp.
- Haniel, C.A. (1915). *Die Cephalopoden der Dyas von Timor: Paläontologie von Timor*, 3(6): Stuttgart, E. Schweizerbart, Nägele und Dr. Sprosser.
- Hernández-García, R. (1973). Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 25, 77–134.
- Juárez-Arriaga, E. & Murillo-Muñetón, G. (2020). Arquitectura estratigráfica, ambientes de depósito y geocronología de la Formación Olinalá (Pérmico tardío), noreste de Guerrero, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 37(3), 179–196.
- Kennedy, W.J. & Cobban, W.A. (1976). Aspects of ammonite biology, biogeography and biostratigraphy. *Special Papers in Palaeontology*, 17, 94 pp.
- King, R.E. (1944). Geology, Part I of Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 52, 3–33.
- King, R.E., Dunbar, C.O., Cloud, P.E. & Miller, A.K. (1944). Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 52, 236 pp.
- Korn, D. & De Baets, K. (2015). Biogeography of paleozoic ammonoids. En: Klug, C., Korn, D., De Baets, K., Kruta, I. & Mapes, R.H. (eds.). *Ammonoid paleobiology: from macroevolution to paleogeography: Topics in Geobiology*, 44, Springer, 145–161.
- Korn, D. & Klug, C. (2015). Paleozoic ammonoid biostratigraphy. En: Klug, C., Korn, D., De Baets, K., Kruta, I. & Mapes, R.H. (eds.). *Ammonoid paleobiology: from macroevolution to paleogeography: Topics in Geobiology*, 44, Springer, 299–328.
- Lara-Peña, R.A., Navas-Parejo, P. & Torres-Martínez, M.A. (2021). Permian autochthony of northwestern Mexico based on conodont paleogeographic relationships with southwestern Laurentia. *Newsletters on Stratigraphy*, 54(3), 363–376.
- Leonova, T.B. (2002). Permian ammonoids: classification and phylogeny. *Paleontological Journal*, 36(1), 1–114.
- Leonova, T.B. (2011). Permian ammonoids: biostratigraphic, biogeographical, and ecological analysis. *Paleontological Journal*, 45(10), 1206–1312.
- Leonova, T.B. (2016). Permian ammonoid biostratigraphy. En: Lucas, S.G. & Shen, S.Z. (eds.). *The Permian Timescale: London, Geological Society, Special Publications*, 450, 185–203.
- López-Ramos, E. (1985). *Geología de México*, tomo II, tercera edición: México, 454 pp.
- Malpica, C.R. & De La Torre, L.G. (1980). *Integración estratigráfica del Paleozoico de México, Proyecto C-1079, Parte I: México*, Instituto Mexicano del Petróleo, 267 pp.
- Miller, A.K. (1944). Permian cephalopods, Part IV of Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southeastern Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 52, 71–127.
- Miller, A.K. (1945). A Permian ammonoid from Sonora. *Journal of Paleontology*, 19 (1), 22.
- Miller, A.K. (1947). A goniatite from the Mississippian Boone Formation of Missouri. *Journal of Paleontology*, 21(1), 19–22.
- Miller, A.K. & Furnish, W.M. (1940). Permian ammonoids of the Guadalupe Mountain region and adjacent areas. *Geological Society of America Special Paper*, 26, 1–242.
- Miller A.K. & Furnish, W.M. (1941). Ammonoids, Part 2 of The Middle Permian of Chiapas, southernmost Mexico, and its fauna. *American Journal of Science*, 239, 397–406.
- Miller, A.K. & Downs, H.R. (1948). A cephalopod fauna from the type section of the Pennsylvanian “Winslow Formation” of Arkansas. *Journal of Paleontology*, 22 (6), 672–680.
- Miller, A.K. & Garner, H.F. (1953). The goniatite genus *Prolecanites* in America. *Journal of Paleontology*, 27(6), 814–816.
- Montgomery, H. (2004). Deposition and emplacement of Permian reefs in Sierra Plomosa, Chihuahua, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2), 236–246.
- Morales-Soto, S. (1984). *Estudio paleoecológico del Paleozoico superior (Pensilvánico) de Santiago Ixtaltepec, Oaxaca*. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis profesional, 57 pp.
- Mullerried, F.K.G., Miller, A.K. & Furnish, W.M. (1941). The Middle Permian of Chiapas, southernmost Mexico, and its fauna. *American Journal of Science*, 239, 397–406.
- Murray, G.E., Furnish, W.M. & Carrillo, J. (1960). Carboniferous goniatites from Caballeros Canyon, State of Tamaulipas, Mexico. *Journal of Paleontology*, 34(4), 731–737.
- Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F. & Centeno-García, E. (2002). Lower Mississippian (Osagean) brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: stratigraphic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(3), 327–336.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J. & Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23, 1127–1130.
- Pantoja-Alor, J. (1970). Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca. *Sociedad Geológica Mexicana, Libro guía de la Excursión México-Oaxaca*, 67–84.
- Pérez-Ramos, O. (2001). *Bioestratigrafía del Pérmico en Sonora y consideraciones paleobiogeográficas*. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de doctorado, 173 pp.
- Phillips, J. (1836). *Illustrations of the Geology of Yorkshire: The Mountain limestone district*. London, J. Murray, 370 pp.
- Plummer, F.B. & Scott, G. (1937). Upper Paleozoic ammonites in Texas, Part 1 of The geology of Texas, Volume III. *The University of Texas Bulletin*, 3701, 1–516.
- Quiroz-Barroso, S.A. (1995). *Bivalvos del Carbonífero de Nochistlán, Oaxaca*. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de doctorado, 86 pp.
- Quiroz-Barroso, S.A., Pojeta, J., Sour-Tovar, F. & Morales-Soto, S. (2000). Pseudomulceodens: a Mississippian rostroconch from Mexico. *Journal of Paleontology*, 74(6), 1184–1186.
- Ramsbottom, W.H.C. & Saunders, W.B. (1985). Evolution and evolutionary biostratigraphy of carboniferous ammonoids. *Journal of Paleontology*, 59 (1), 123–139.
- Rivera, S. & Buitrón, B. (1999). Consideraciones bioestratigráficas y paleoecológicas de Patlanoaya, Puebla, e Ixtaltepec, Oaxaca, de acuerdo a su paleofauna. *Revista de Investigación Universitaria Multidisciplinaria de la Universidad Simón Bolívar, número especial dedicado a la investigación*, 10–15.
- Ruzhencev, V.E. (1933). Concerning some Lower Permian ammonoids of the Aktyubinsk region. *Moscow Society of Naturalists Bulletin, Society of Geology*, 11(2), 164–180.
- Ruzhentsev, V.E. (1940). On the family Adrianitidae Schindewolf. *Comptes Rendus (Doklady) de l'Académie des Sciences de l'URSS*, 26, 837–840.
- Ruzhentsev, V.E. (1976). Late Permian ammonoids from the Soviet far east. *Paleontological Journal*, 10(3), 277–290.
- Silva-Pineda, A., Buitrón, B.E. & Flores de Dios, A. (1998). Biota (continental y marina) del Pérmico de la región de Olinalá, estado de Guerrero (resumen). En: *Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, México*. México GEOS, Unión Geofísica Mexicana, p. 55.
- Silva-Pineda, A., Buitrón, B.E. & Flores de Dios, A. (2000). Presencia de coníferas en el Pérmico (Leonardiano) de Calnali, Hgo., Patlanoaya Pue. y Olinalá, Gro. (resumen). En: *Segunda Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco*.

- co, México. México, GEOS, Unión Geofísica Mexicana, 20(3), 298–299.
- Silva-Pineda, A., Buitrón, B.E., Arellano-Gil, J., Vachard, D. & Ramírez, J. (2003). Permian continental and marine biota of South-Central México: a synthesis. En: Bartolini, C., Buffler, R.T. & Blickwede, J. (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 79, 462–475.
- Smith, J.P. (1903). The Carboniferous ammonoids of America. *Mono-graphs of the United States Geological Survey*, 52, 1–211.
- Sour-Tovar, F. (1994). *Braquiópodos Pensilvánicos del área de Santiago Ixtaltepec, Municipio de Nochistlán, Oaxaca*. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 55 pp.
- Sour-Tovar, F., Calderón M.A. & Ramírez, F. (1982). Comunidades arrecifales de la Formación Ixtaltepec de edad pensilvánica, Oaxaca México (resumen). En: *VI Congreso Nacional de Zoología, México*. México, Paleobiología.
- Spinosa, C. & Glenister, B.F. (2000). Ancestral Araxoceratinae (Upper Permian Ammonoidea) from Mexico and Iran. *The Guadalupian Symposium, Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, 32, 397–406.
- Spinosa, C., Furnish, W.M. & Glenister, B.F. (1970). Araxoceratidae, Upper Permian ammonoides, from the Western Hemisphere. *Journal of Paleontology*, 44 (4), 730–736.
- Spinosa, C., Furnish, W.M. & Glenister, B.F. (1975). The Xenodiscidae, Permian ceratitoid ammonoids. *Journal of Paleontology*, 49 (2), 239–283.
- Téllez-Girón, C. & Nestell, M. (1983). Microfacies y zonificación del Pérmico de las Delicias, Coahuila, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 15 (3), 6–45.
- Thomas, H.D. (1928). An Upper Carboniferous fauna from the Amotape Mountains, north-western Peru. *Geological Magazine*, 65, 146–152, 215–234, 289–301.
- Torres-Martínez, M.A., Barragán, R., Sour-Tovar, F. & González-Mora, S. (2017). Depositional paleoenvironments of the Lower Permian (upper Cisuralian) carbonate succession of Paso Hondo Formation in Chiapas State, southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 254–263.
- Torres-Martínez, M.A., Heredia-Jiménez, D.P., Sour-Tovar, F., Buitrón-Sánchez, B.E. & Barragán, R. (2019). Permian brachiopods from Chiapas, Mexico: new stratigraphical and paleobiogeographical insights. *Paläontologische Zeitschrift*, 93, 607–624.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Pantoja, J., Buitrón, B.E., Arellano, J. & Grajales, M. (2000). Les fusulines du Mexique, une revue biostratigraphique et paléogéographique. *Geobios*, 33(6), 655–679.
- Vachard, D., Flores de Dios, A. & Buitrón, B. (2004). Guadalupian and Lopingian (Middle and late Permian) deposits from Mexico and Guatemala, a review with new data. *Geobios*, 37, 99–115.
- Vázquez-Echeverría, A. (1986). Descubrimiento de una nueva localidad de rocas marinas del Paleozoico al suroeste del Estado de Puebla. En: *XXIV Congreso Nacional de la Asociación de Geólogos Petroleros Mexicanos, México*. México, PEMEX, Departamento Exploración Zona Centro, 19.
- Villaseñor, A.B., Martínez, A. & Contreras, B. (1987). Bioestratigrafía del Paleozoico superior de San Salvador Patlanoaya, Puebla, México. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 1, 396–417.
- Waagen, W. (1880). Salt-Range fossils; Productus limestone fossils: *Memoirs of the Geological Survey of India, Palaeontologia Indica*, series 13, volume 1.
- Wardlaw, B.R., Furnish, W.M. & Nestell, M.K. (1979). Geology and paleontology of the Permian beds near Las Delicias, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 111–116.
- Wright, J.K. (2012). Ammonites. *Geology Today*, 28(5), 186–191.

Anexo

Anexo 1. Tabla con nombres actualizados de los registros de ammonioideos.

Especie registrada originalmente	Colección en PBDB	Nombre actualizado	Otros nombres
<i>Pseudoparalegoceras amotapense</i> Thomas 1928	-	<i>Phaneroceras amotapense</i> Thomas 1928	<i>Gastrioceras amotapense</i>
<i>Peritrochia</i> (Marathonites) cf. <i>genti</i> Smith 1903	-	<i>Cardiella ganti</i> Smith 1903	<i>Marathonites ganti</i> <i>Popanoceras ganti</i>
<i>Waagenoceras dieneri</i> Böse 1919	62906	<i>Demarezites</i> sp. Ruzhencev 1955	-
<i>Waagenoceras guadalupense</i> Girty 1908	62920 62921 62922 63055	<i>Mexioceras guadalupense</i> Girty 1908	<i>Waagenoceras clavatum</i> Plummer y Scott 1937
<i>Medlicottia whitneyi</i> Böse 1919	63101	<i>Eumedlicottia whitneyi</i> Böse 1919	<i>Eumedlicottia crotonensis</i> Plummer y Scott 1937
<i>Medlicottia girtyi</i> Miller y Furnish 1940	63055	<i>Neogeoceras girtyi</i> Miller y Furnish 1940	-
<i>Medlicottia burckhardtii</i> Böse 1919	63055 63051 62925 62916 62921	<i>Eumedlicottia burckhardtii</i> Böse 1919	<i>Eumedlicottia guadalupensis</i> Plummer y Scott 1937
<i>Adrianites plummeri</i> Miller 1944	63055	<i>Metacrimites plummeri</i> Miller 1944	-
<i>Adrianites newelli</i> Miller y Furnish 1940	63101 63102	<i>Metacrimites newelli</i> Miller y Furnish 1940	<i>Neocrimites newelli</i>
<i>Adrianites dunbari</i> Miller y Furnish 1940	62907	<i>Metacrimites dunbari</i> Miller y Furnish 1940	-

Especie registrada originalmente	Colección en PBDB	Nombre actualizado	Otros nombres
<i>Pseudogastrioceras roadense</i> Böse 1919	62907 - 62916 62921 63055 63057	<i>Roadoceras roadense</i> Böse 1919	<i>Pseudogastrioceras globulosissimum</i> Plummer y Scott 1937 <i>Altudoceras roadense</i> <i>Gastrioceras roadense</i> <i>Paragastrioceras roadense</i>
<i>Pseudogastrioceras altudense</i> Böse 1919	-	<i>Altudoceras altudense</i> Böse 1919	<i>Gastrioceras altudense</i> <i>Paragastrioceras altudense</i>
<i>Pseudogastrioceras haacki</i> Miller 1944	63100 62907	<i>Roadoceras haacki</i> Miller 1944	<i>Altudoceras haacki</i>
<i>Stacheoceras toumanskya</i> Miller y Furnish 1940	62907 - 82066 82067 82068 73588	<i>Stacheoceras toumanskayae</i> Miller y Furnish 1940	-
<i>Xenodiscites waageni</i> Miller y Furnish 1940	62907	<i>Cibolites waageni</i> Miller y Furnish 1940	-
<i>Cibolites mojsisovicsi</i> Miller 1944			
<i>Peritrochia mullerriedi</i> Miller y Furnish 1941	179301	<i>Kargalites mullerriedi</i> Miller y Furnish 1941	<i>Kargalites mullerriedi</i>
<i>Popanoceras bowmani</i> Böse 1919	-	<i>Neopopanoceras bowmani</i> Böse 1919	<i>Stacheoceras bowmani</i> <i>Tauroceras bowmani</i>

Análisis geoquímico de elementos selectos en conchas subfósiles de *Polymesoda radiata* (Hanley, 1845) del Holoceno medio (Norgripiano) provenientes de la región lagunar Chantuto-Panzacola, Chiapas, México, y la relación Sr/Li como proxy para inferir paleotemperaturas de depósito

Geochemical analysis of selected elements in subfossil shells of *Polymesoda radiata* (Hanley, 1845) from the middle Holocene (Northgripiian) of the Chantuto-Panzacola lagoon region, Chiapas, Mexico, and the Sr/Li ratio as a proxy to infer depositional palaeotemperatures

Sánchez-Beristain, Francisco^{1,*}, García-Barrera, Pedro², Bernal, Juan Pablo³, Juárez-Aguilar, Edwin Aldrin⁴, Alvarez-Icaza Pastor, Guadalupe⁵, López-Jiménez, Fanny⁶

¹Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación, Campus Juriquilla, Facultad de Ciencias, UNAM (UMDI-FC-J). Campus UNAM 3001. Juriquilla 76230, Santiago de Querétaro, Querétaro, México.

²Museo de Paleontología, Departamento de Biología Evolutiva, Facultad de Ciencias, UNAM. Circuito Exterior S/N, Ciudad Universitaria. Coyoacán 04510, CDMX, México.

³Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM. Campus UNAM 3001. Juriquilla 76230, Santiago de Querétaro, Querétaro, México.

⁴Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Facultad de Ciencias, UNAM. Circuito Exterior S/N, Ciudad Universitaria. Coyoacán 04510, CDMX, México.

⁵Licenciatura en Biología, Facultad de Ciencias, UNAM. Circuito Exterior S/N, Ciudad Universitaria. Coyoacán 04510, CDMX, México.

⁶Museo Regional de Chiapas, Instituto Nacional de Antropología e Historia. Calz. de los Hombres Ilustres S/N. Tuxtla Gutiérrez 29000, Chiapas, México.

* sanchez@ciencias.unam.mx

Resumen

El presente estudio reporta por primera vez un análisis geoquímico de tres elementos (magnesio, estroncio y litio) en tres conchas del molusco bivalvo *Polymesoda radiata* provenientes de la región lagunar Chantuto-Panzacola en Chiapas, sureste de México. Se estudiaron estos tres elementos a lo largo de las conchas mediante un transecto a través de Espectrometría de Masas con Plasma Acoplada Inductivamente usando Ablación Láser (LA-ICP-MS) para determinar su concentración a nivel cuantitativo, con el fin de evaluar si existe un cambio en dichas concentraciones a lo largo de la concha y, asimismo, de determinar si existe alguna relación de estas concentraciones con la estructura de la concha. Los resultados arrojan una correlación inversa entre las proporciones Mg/Ca y Sr/Ca en todas las conchas ($r = -0.7$). Asimismo, la proporción Sr/Li, estudiada con el objeto de determinar si puede fungir como un proxy paleoambiental funcional en esta especie de bivalvo, arrojó valores cercanos a 15-30 mmol/mmol, lo que representa temperaturas de precipitación de la aragonita alrededor de los 21.86–26.3 °C, acordes con la temperatura del Océano Pacífico para el Norgripiano. A pesar de que las proporciones Mg/Ca y Sr/Ca no arrojan resultados concluyentes, la proporción Sr/Li sí revela ser de utilidad para la inferencia sobre la paleotemperatura de precipitación de la aragonita biogénica, como lo reporta

Cómo citar / How to cite: Sánchez-Beristain, F., García-Barrera, P., Bernal, J.P., Juárez-Aguilar, E.A., Alvarez-Icaza Pastor, G. & López-Jiménez, F., (2022). Análisis geoquímico de elementos selectos en conchas subfósiles de *Polymesoda radiata* (Hanley, 1845) del Holoceno medio (Norgripiano) provenientes de la región lagunar Chantuto-Panzacola, Chiapas, México, y la relación Sr/Li como proxy para inferir paleotemperaturas de depósito. *Paleontología Mexicana*, 11(2), 77–86.

Manuscrito recibido: Noviembre 15, 2022.

Manuscrito corregido: Diciembre 5, 2022.

Manuscrito aceptado: Diciembre 7, 2022.



la literatura, por lo que se sugiere efectuar una mayor cantidad de estudios en ésta y en otras especies de bivalvos en ambientes estuarinos, oceánicos y dulceacuícolas con el fin de establecer un algoritmo metodológico para la obtención cuantitativa de variables paleoambientales específicas. Asimismo, se recomienda efectuar nuevos estudios geoquímicos, como el análisis de isótopos de oxígeno para calibrar paleotemperaturas, y el estudio de patrones de tierras raras para inferir nuevas variables paleoambientales.

Palabras clave: Aragonita, Bivalvia, Norgripiiano, paleotemperatura, *Polymesoda radiata*, Sr/Li.

Abstract

This study reports for the first-time geochemical analysis of three elements (magnesium, strontium and lithium) in three shells of the bivalve mollusk *Polymesoda radiata* from the Chantuto-Panzacola lagoon region in Chiapas, southeastern Mexico. These three elements were studied throughout the shells by means of a transect through Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry using Laser Ablation (LA-ICP-MS) to determine their concentration at a quantitative level, in order to evaluate if there is a change in these concentrations throughout the shell, and also to determine if there is any relationship between these concentrations and the structure of the shell. The results show an inverse correlation between the Mg/Ca and Sr/Ca ratios in all the shells ($r = -0.7$). Likewise, we analysed the Sr/Li ratio to determine if it can be useful as a functional palaeoenvironmental proxy in this bivalve species. We obtained Sr/Ca values close to 15 to 30 mmol/mmol, which represents aragonite precipitation temperatures around 21.86-26.3 °C, consistent with the temperature of the Pacific Ocean for the Northgripiian. Although the Mg/Ca and Sr/Ca ratios do not yield conclusive results, the Sr/Li ratio does seem to be useful for inferring the precipitation palaeotemperature of biogenic aragonite, as reported in the literature. Further research is necessary in this and in other bivalve species in estuarine, oceanic, and freshwater environments to establish a methodological algorithm for quantitatively determining specific palaeoenvironmental variables. Likewise, it is recommended to carry out new geochemical studies, such as the analysis of oxygen isotopes to calibrate palaeotemperatures, and the study of rare earth element patterns to infer new palaeoenvironmental variables.

Keywords: Aragonite, Bivalvia, Northgripiian, palaeotemperature, *Polymesoda radiata*, Sr/Li.

1. Introducción

El Phylum Mollusca es un grupo de invertebrados que ha sido foco de atención durante más de 35 años en el campo de los estudios geoquímicos desde que Grossmann y Ku (1986) obtuvieron los valores de la temperatura de precipitación de carbonato de calcio de las conchas de gasterópodos y escafópodos recientes. Desde ese momento una clase particular del Phylum Mollusca, los bivalvos (Mollusca: Bivalvia), han sido estudiados exhaustivamente desde esta perspectiva, con el objeto de inferir ésta y otras variables ambientales.

Algunos estudios incluyen el uso de isótopos estables (e.g., McConaughay y Gillikin, 2008; Leng y Lewis, 2016), con el fin de obtener información sobre la temperatura/paleotemperatura de depósito. Sin embargo, también se han realizado análisis de elementos con el mismo y con otros fines (e.g. Wanamaker *et al.*, 2008; Poulain *et al.*, 2015). Además de los estudios con tierras raras e itrio (e.g. Valdés-Vilchis *et al.*, 2021) que no serán considerados a profundidad en este trabajo, los trabajos que se han conducido utilizando análisis de elementos engloban diversos proxies y proporciones, con el fin de obtener ciertas variables del ambiente de depósito en torno a variables como la salinidad, productividad, etc. (Thebault *et al.*, 2009; Gillikin *et al.*, 2019).

A continuación, se brindará una descripción general de algunos análisis de elementos que se pueden realizar utilizando conchas de bivalvos como objetos de estudio. Esta técnica, que incluye elementos mayores, menores

y trazas, es de gran ayuda para reconstruir diferentes variables ambientales a partir de conchas de bivalvos. En particular, el uso de paleotermómetros (como las proporciones Mg/Ca y Sr/Ca) tiene especial importancia en el estudio geoquímico de sus conchas. El magnesio (Mg) se incorpora a la calcita fibrosa de las conchas de bivalvos a través de la precipitación desde la columna de agua. En virtud que la incorporación de Mg en CaCO_3 tiene una naturaleza endotérmica (Al-Breiki y Bicer, 2019), a mayor temperatura, una mayor cantidad de Mg se incorpora al cristal de CaCO_3 en crecimiento. Por lo tanto, una relación Mg/Ca alta implica también una temperatura mayor. El magnesio tiene un largo tiempo de residencia en el océano, cercano a los 10 millones de años (Lécuyer, 2016). En consecuencia, es posible ignorar en gran medida los efectos de las variaciones de Mg/Ca en el agua de mar sobre las temperaturas calculadas. Por su parte, el estroncio se incorpora tanto a la aragonita como a la calcita. Esto ha permitido establecer una correlación inversa con la temperatura del agua de mar durante la biomineralización del carbonato de calcio (Lorrain *et al.*, 2005; Lécuyer, 2016). Sin embargo, se ha reportado en las últimas dos décadas que tanto las proporciones de Mg/Ca como de Sr/Ca en las conchas de bivalvos se ven afectadas por diferentes factores, además de la temperatura, como la salinidad, el fraccionamiento biológico que varía de una especie a otra y los efectos cinéticos de los minerales durante la precipitación de conchas (p. ej., Poulain *et al.*, 2015).

En la última década se han publicado algunos trabajos que incorporan nuevos elementos, como el litio. Fullenbach *et al.* (2015) probaron la eficiencia del proxy Sr/Li en conchas de la especie de agua salobre *Cerastoderma edule* del Mar del Norte, en Europa. Dicha investigación reportó la robustez de este proxy comparando los resultados de esta relación con los datos de temperatura obtenidos a partir de los isótopos de oxígeno. Resultados similares fueron obtenidos por Juárez-Aguilar *et al.* (2019) a partir de muestras de la especie *Anadara brasiliana* provenientes del Golfo de México.

Finalmente, es importante destacar el uso de elementos traza como proxies ambientales, ya que en muestras recientes pueden actuar como indicadores de diferentes tipos de contaminantes. En este tenor, Lyubas *et al.* (2021) encontraron la presencia de elementos como hierro, fósforo y diversos oligoelementos (Mg, Al, Mn, Ba y U) en conchas de *Unio* sp. y *Anodonta anatina* provenientes de ambientes fluviales en las cuencas de los ríos Severnaya Dvina y Onega, en Rusia. La presencia de estos elementos se atribuyó a la actividad industrial de la región. Por su parte, Valdés-Vilchis *et al.* (2021) encontraron tierras raras e itrio (REE+Y) en conchas de *Anadara brasiliana* de la región de Czones de Herrera, Golfo de México. Estos autores encontraron que la mayor parte del REE+Y reflejaba la señal marina original. Sin embargo, también dedujeron que las concentraciones altas de Gd y Sm se asociaba a la presencia de contaminantes derivados de medios de contraste y de la industria petrolera, respectivamente.

El panorama que ofrecen los bivalvos para los estudios geoquímicos en México es amplio, considerando la diversidad de especies y ambientes en los que han vivido a lo largo del tiempo geológico y hasta el presente. Es importante destacar que todos los ejemplos dados aquí pueden aplicarse con éxito al campo de los bivalvos fósiles y subfósiles, con el objetivo de reconstruir las condiciones paleoambientales. Sin embargo, el único estudio que trata sobre geoquímica de bivalvos fósiles en México es el realizado por Sánchez-Beristain *et al.* (2015), quienes realizaron un estudio piloto sobre caparazones de dos especies de rudistas del período Cretácico: *Biradiolites rudissimus* y *Titanosarcolites* sp. En este trabajo fue posible determinar las concentraciones de elementos como Mn, Ba, Mg, Sr, Ni, Ba, V y Cr gracias al excelente estado de conservación de las muestras, es decir, libres de diagénesis. Según este estudio, elementos como el Ba y su relación con las concentraciones de Ca podrían estar relacionados con episodios de paleoproductividad.

Además de la paleontología el campo de la geoquímica de los moluscos puede extenderse a la arqueología. Kennett y Voorhies (1996) estudiaron las concentraciones de los isótopos de oxígeno en conchas de *Polymesoda radiata* de marismas modernas y antiguas (ca. 6000 AP) en el estuario de Acapetahua en Chiapas, sureste de México. Ellos registraron la alternancia de

estaciones secas y húmedas, infiriendo así patrones prehistóricos de precipitaciones para la región.

Polymesoda radiata (Hanley, 1845), comúnmente conocida como almeja verde o almeja de marisma, es un molusco bivalvo (Bivalvia: Corbiculidae) que se distribuye desde las costas de Mazatlán (norte de México) hasta Ecuador. Se encuentra principalmente cerca de la desembocadura de los ríos en la zona de transición entre aguas salobres y dulces, así como en sistemas de lagunas poco profundas y aguas de baja salinidad. La información sobre la biología de esta especie es escasa y de índole mayormente taxonómica, a pesar de ser una especie importante para el consumo humano desde el período Arcaico Medio (7500–6000/5500 a. P.; Morton, 1985; Ruiz-Campos *et al.*, 1998; Voorhies *et al.*, 2002). Es importante mencionar que el Arcaico Medio en la Arqueología corresponde al Norgripiano en la escala del tiempo geológico, referencia temporal que se utilizará en este estudio (International Union of Geological Sciences, 2022).

Precisamente, *Polymesoda radiata* es el objeto de estudio del presente trabajo, en el que se evaluará de manera cualitativa y cuantitativa la robustez de tres proxies geoquímicos con el objetivo de inferir la paleotemperatura de depósito de estos bivalvos en los estuarios de la región durante el Norgripiano.

2. Material y métodos

2.1. Material y área de estudio

Tres valvas derechas de *Polymesoda radiata* fueron colectadas en marzo de 2016 en la base de los “concheros” del Sitio Arqueológico Chantuto dentro del Sistema Lagunar Chantuto-Panzacola, con coordenadas 15°15' 16" N, 92° 53' 29" O (Figura 1).

2.2. Limpieza y encapsulado

Las conchas fueron limpiadas mediante ultrasonificación. El proceso fue llevado a cabo en la sonda ultrasónica OEM VWR (Scientific Products, Aquasonic Modelo 150T), ubicada en el taller de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ciencias, UNAM, con agua destilada como medio líquido. Posterior a la limpieza se procedió al encapsulado de las muestras mediante la resina cristal Struers EpoFix Resin, dentro de un molde cilíndrico de una pulgada de diámetro. Esto, con el fin de realizar un corte transversal a través de la concha justo por la mitad del umbo, con el objeto de que la parte químicamente más pura del esqueleto del molusco quedara expuesta (e.g. Juárez-Aguilar *et al.*, 2019).

2.3. Corte y preparación de las muestras

Para esta etapa se siguió la metodología descrita en Juárez-Aguilar *et al.* (2019). Se cortaron las cápsulas

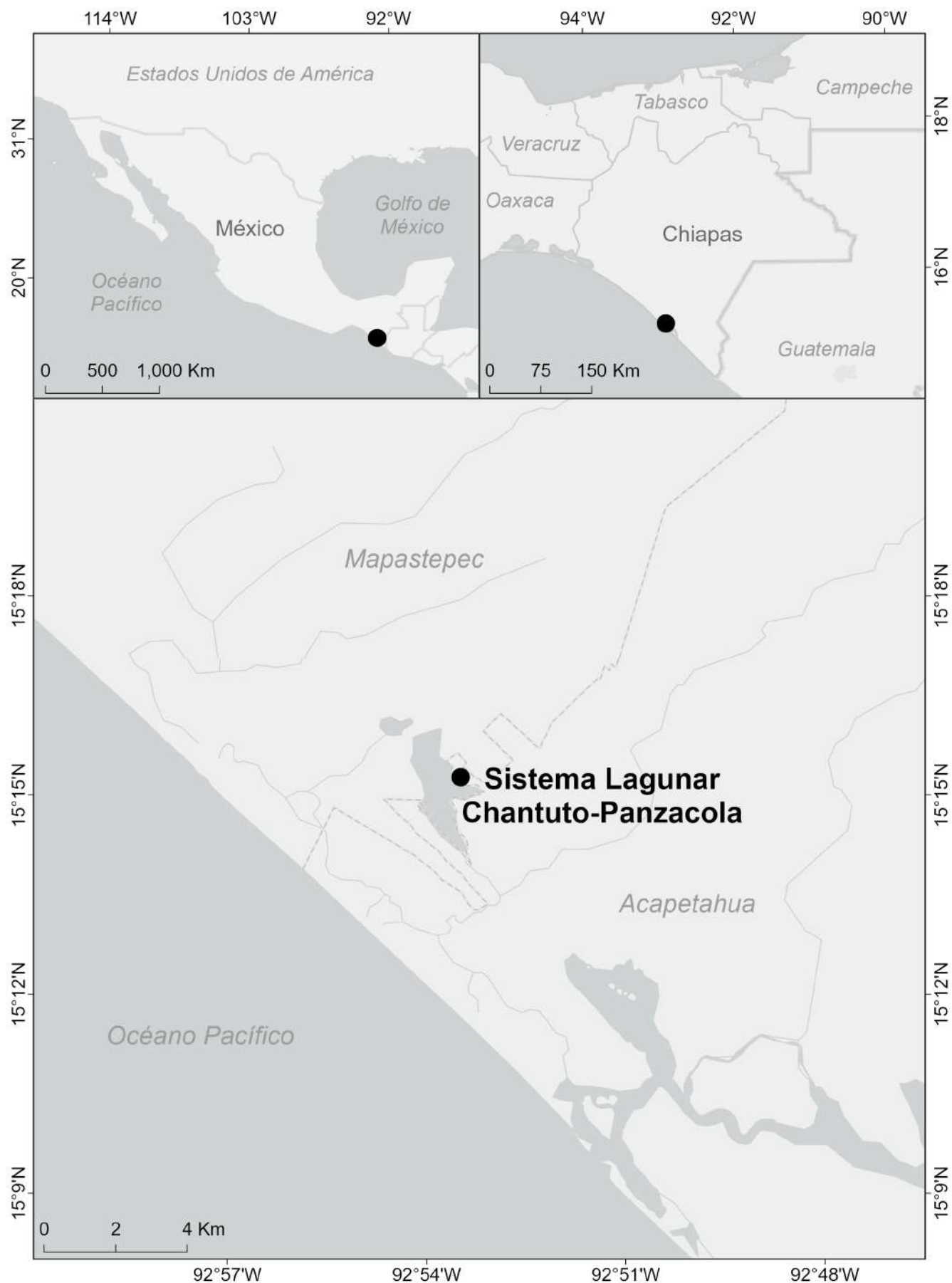


Figura 1. Ubicación del área de muestreo: Sistema Lagunar Chantuto-Panzacola. El área pertenece al Sitio Arqueológico Chantuto.

cilíndricas con una sierra de diamante húmeda, a una velocidad de aproximadamente 200-350 RPM, utilizando agua destilada. Las conchas se cortaron a lo largo del eje de crecimiento máximo para obtener la resolución de tiempo máxima; es decir, en dirección dorso-ventral (Figura 2). Posteriormente, se enjuagaron las secciones de concha con agua destilada y se secaron al aire. Una vez realizados los cortes, se obtuvieron secciones pulidas de 2 a 3 mm de espesor de un solo lado de la concha, lo que reveló una superficie transversal del plano dorso-ventral de las conchas. Estas secciones fueron pulidas con abrasivos de mayor a menor calibre con el fin de preparar la muestra para la siguiente fase.

2.4. Análisis geoquímico vía LA-ICP-MS

La espectrometría de masas por plasma acoplada inductivamente con ablación láser (LA-ICP-MS, por sus siglas en inglés) permite el análisis múltiple de elementos mayores, menores y trazas con una alta resolución espacial en muestras sólidas de naturaleza biológica y geológica (Juárez-Aguilar *et al.*, 2019; Valdés-Vilchis *et al.*, 2021).

Esta técnica se utilizó para obtener la composición cuantitativa de elementos mayores como Mg, Sr y el Li como traza. Los análisis se llevaron a cabo en el

Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias UNAM, utilizando la estación de trabajo de ablación láser Resonetics L-50 acoplada a un ICP-MS Thermo Icap-Q. El sistema de ablación láser está compuesto por un excímero COMPEX 220 ArF (23 ns FWHM, λ 193 nm) y una celda de ablación de dos volúmenes proporcionada por Laurin-Technic (Solari *et al.*, 2010). El láser se enmascaró para proyectar un haz circular de 33 μ m de diámetro sobre la superficie de la muestra, con una fluencia de 3 J/cm² y una frecuencia de muestreo de 5 Hz, siguiendo la metodología descrita por Bernal *et al.* (2016). Todos los resultados se obtuvieron utilizando SRM NIST 612 como estándar externo, agrupando el análisis de cada diez sitios de muestreo con un análisis de 30 s del estándar de vidrio. Esto corrigió cualquier desviación potencial debido a la acumulación de material en los conos de muestreo. Se utilizó la compilación más reciente de composición elemental recomendada para SRM NIST 6120 de Jochum *et al.* (2011). Este enfoque ha demostrado estar libre de efectos de matriz (Sylvester, 2008) y producir composiciones precisas de elementos traza (<10 % de sesgo; % RSD 4–5 %) (Bernal *et al.*, 2008).

Se utilizó la técnica de barrido de Sánchez-Beristain *et al.* (2011) para los tres perfiles esclerocronológicos de *Polymesoda radiata* a partir de la zona del umbo hasta el margen de cada concha. Se obtuvieron los siguientes

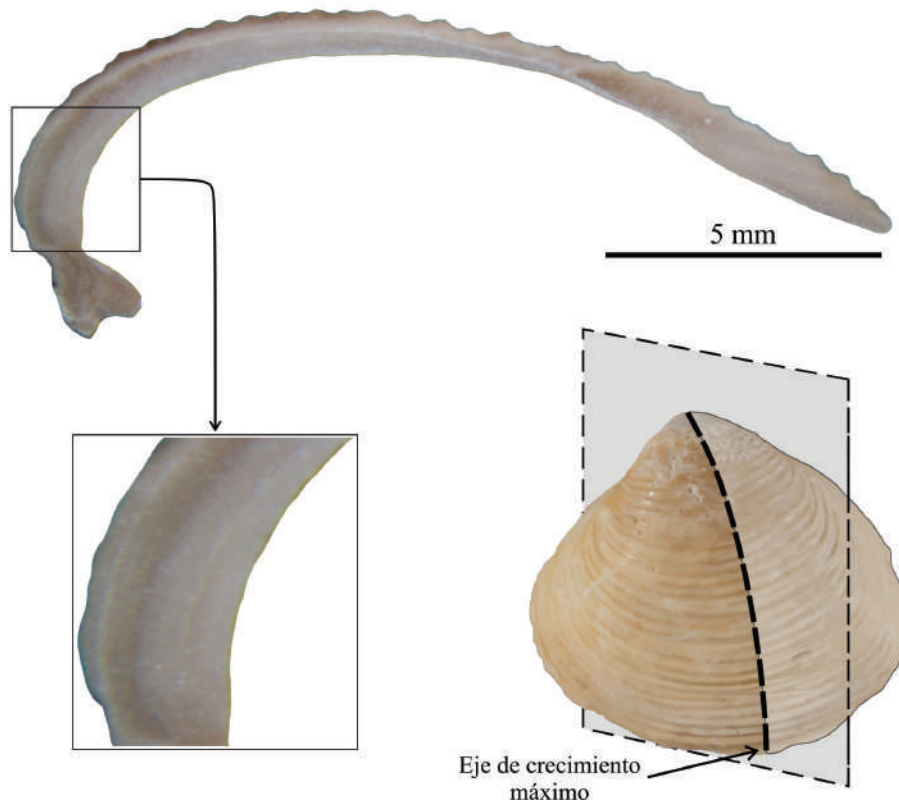


Figura 2. Corte longitudinal de valva de *Polymesoda radiata*, indicando la sección por donde fue efectuado, de umbo hacia la comisura (abajo, derecha), y resaltando en aumento la escasez de líneas de crecimiento (abajo, izquierda), que son más comunes hacia el final del transecto, cerca de la comisura. Ver texto para mayor información.

puntos de lectura para cada espécimen: P1: 4772, P2: 4187 y P3: 2345, correspondiendo a 19.80, 17.37 y 19.45 mm, respectivamente.

2.5. Análisis estadístico

Las relaciones Mg/Ca, Sr/Ca y Sr/Li se graficaron en función del tiempo de ablación a lo largo del transecto, obteniendo así las distribuciones de estos elementos a lo largo de las conchas (Fig. 3). Para la relación Mg/Ca se ha demostrado que existe una posible correlación directa en conchas de bivalvos con componente calcítico (e.g. Juárez-Aguilar *et al.*, 2019) directamente proporcional a la temperatura de precipitación, así como también para la relación Sr/Ca (Freitas *et al.*, 2005). Sin embargo, algunos trabajos afirman que la relación Mg/Ca vs T°C es inversa (Schöne *et al.*, 2012), o bien, que no es concluyente (Gillikin *et al.*, 2005).

Juárez-Aguilar *et al.* (2019) utilizaron la función r^2 (Coeficiente de Determinación) en Microsoft Excel, con el fin de obtener la correlación entre los valores de la relación Sr/Li y el valor de $\delta^{18}\text{O}$. Al graficar los valores de temperatura obtenidos, encontraron que la proporción Sr/Li es más confiable que la composición isotópica de las conchas. Se tomaron algunos valores para obtener la temperatura de precipitación de aragonita, con base en la ecuación de Füllenbach *et al.* (2015; Ecuación 1):

$$T [^\circ\text{C}] = \frac{\frac{\text{Sr}}{\text{Li}} \left[\frac{\text{mmol}}{\text{mmol}} \right] - 320(\pm 8)}{-12.4(\pm 0.5)}$$

Donde T [°C] = temperatura en Celsius y Sr/Li (mmol/mmol) = relación de concentración milimolar de Sr/Li. Este valor se obtuvo a partir de la división entre dos proporciones: Sr/Ca y Li/Ca en mmol/mol, resultando así en las proporciones milimolares de los elementos traza en cuestión: Sr y Li.

3. Resultados

Para la relación Mg/Ca en P1, se obtuvo un promedio de 961 mmol/mol ($\sigma = 0.428$), en tanto que para P2 y P3, los valores fueron de 822 y 647 mmol/mol, respectivamente ($\sigma = 0.275$ y 0.413). Por su parte, para la relación Sr/Ca, los valores fueron de 1733, 351 y 2168 mmol/mol respectivamente para las muestras P1, P2 y P3 ($\sigma = 0.145$, 0.227 y 0.314). Cabe señalar que es posible, en cierta medida, observar patrones al estilo “cresta-valle” para las proporciones Mg/Ca y Sr/Ca en las tres muestras. Estos corresponden a las bandas de crecimiento de la concha, que son más notables hacia la comisura (Figura 3; comp. Juárez-Aguilar *et al.*, 2019, Figura 4). No obstante, es interesante notar que ambas proporciones exhiben gráficas relativamente opuestas; esto es, una cresta en Mg/Ca equivale a un valle en Sr/Ca, y viceversa (Figura 3; $r^2 = 0.62$, 0.5 y 0.75 para P1, P2

y P3, respectivamente). Por ello, las crestas para Mg/Ca (valles para Sr/Ca) corresponden normalmente a bandas claras, en tanto que los valles en Mg/Ca (crestas para Sr/Ca) corresponden a las bandas oscuras. Es importante resaltar que la correlación entre Mg/Ca y Sr/Ca llega a ser marcadamente negativa en los puntos donde las crestas y los valles son más pronunciados, alcanzando valores de -0.7 ($r^2 = 0.49$). Las proporciones se mantienen relativamente constantes, como queda evidenciado por las líneas de tendencia (Figura 3).

Los cálculos de la proporción Sr/Li arrojaron valores que van en promedio de 15 a 30 mmol/mmol (Figura 3), lo cual corresponde a temperaturas de precipitación para la aragonita en un intervalo de 21.86 a 26.3 °C, de acuerdo con la Ecuación 1.

4. Discusión

Se observa una tendencia hacia la correlación positiva entre los patrones de bandas claras y los valores más altos de las proporciones Mg/Ca en todas las conchas de *Polymesoda radiata* (Figuras 2–3), que corresponden también a los valores más bajos de Sr/Ca y Sr/Li. Por el contrario, las bandas oscuras corresponden a valores altos de Sr/Ca y Sr/Li, así como a los valores más bajos de Mg/Ca. Pese a ello, y pese a que las proporciones Mg/Ca y Sr/Ca se encuentran anticorrelacionadas en algunos puntos ($r^2 > 0.5$ en todos los casos), se discutirá a continuación el por qué no es confiable utilizar estas proporciones como proxy paleotérmico. Asimismo, se discutirá brevemente la validez de la proporción Sr/Li con el fin de utilizarla para inferir valores sobre esta variable.

Vander Putten *et al.* (2000) encontraron una asociación robusta entre la relación Mg/Ca de la capa externa calcítica del mejillón común, *Mytilus edulis*, y su temperatura de precipitación. Como parte de sus resultados, estos autores establecieron una ecuación que relaciona este proxy con la temperatura. De hecho, este fenómeno está ampliamente documentado en la literatura para esqueletos calcíticos, en donde se refleja una correlación positiva entre la relación Mg/Ca y la temperatura de precipitación del calcio abiogénico o biogénico carbonato en distintos organismos de la Clase Bivalvia. Freitas *et al.* (2005) determinaron las variaciones estacionales del crecimiento de la especie *Pinna nobilis* del Mediterráneo, en el que tanto las proporciones Mg/Ca como las de Sr/Ca en la capa externa calcítica de la concha, estaban directamente relacionadas con aumentos o disminuciones en los cambios en la temperatura de precipitación. Wanamaker *et al.* (2008) encontraron resultados similares para ambos proxies en *M. edulis*. Sin embargo, ellos agregaron que una alta salinidad del medio acuático (valores superiores a 24 psu) podría alterar esta relación.

Por el contrario, Freitas *et al.* (2008) encontraron una correlación insignificante entre la relación Mg/Ca y las

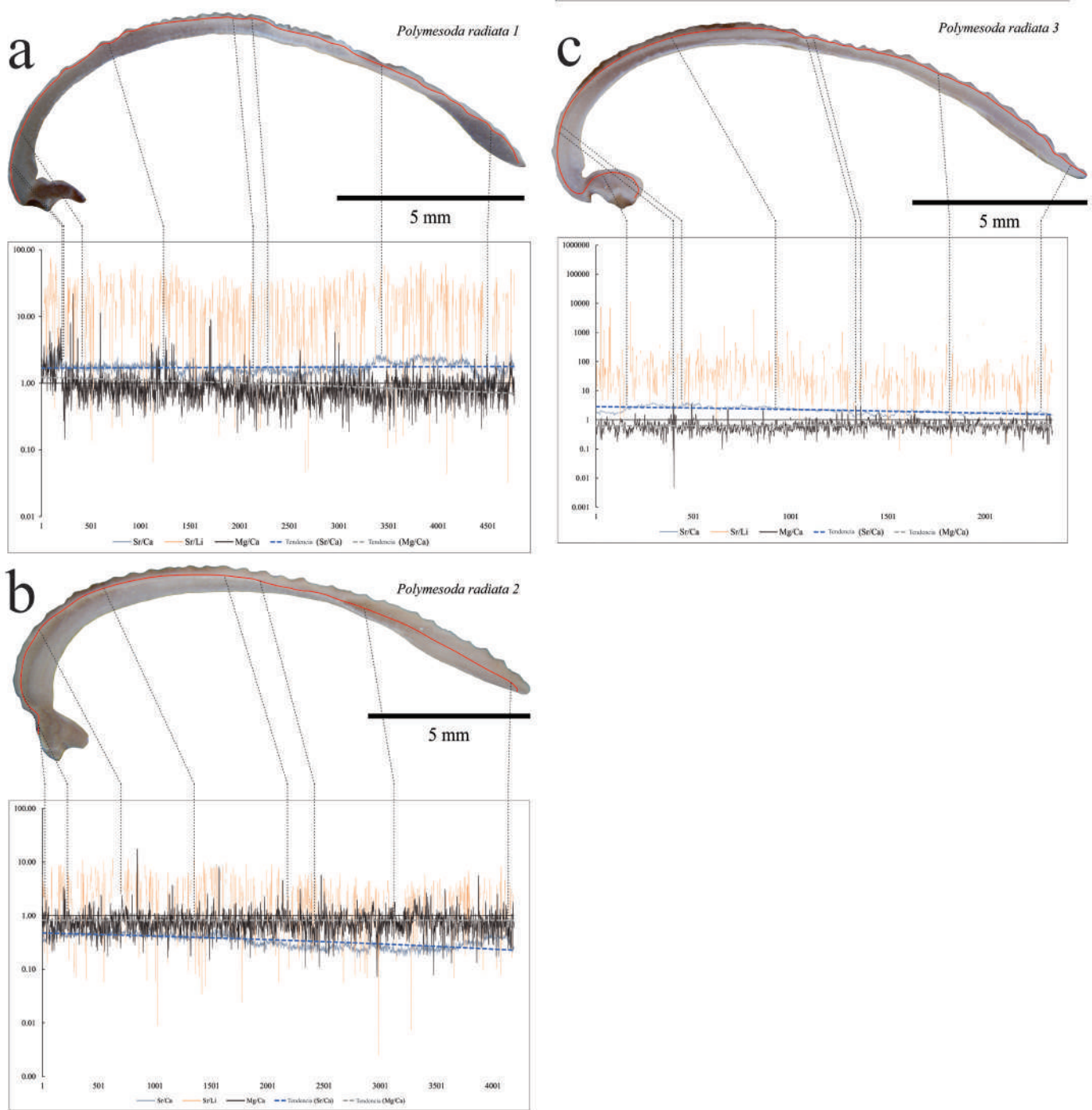


Figura 3. Secciones longitudinales de las tres conchas de *Polymesoda radiata* analizadas en este estudio, desplegando las proporciones Mg/Ca, Sr/Ca (mmol/mol) y Sr/Li (mmol/mmol). a) P1, b) P2 y c) P3. Los transectos efectuados con el láser se muestran en rojo, a lo largo de las secciones de las muestras, con una línea de tendencia para la gráfica de Mg/Ca y Sr/Ca, e indicando los sitios más pronunciados con líneas punteadas. Nótese la anticorrelación entre las proporciones Mg/Ca y Sr/Ca, sobre todo hacia el final del transecto, coincidiendo con la alternancia de bandas claras y oscuras de crecimiento en la concha. Ver texto para mayores detalles.

temperaturas de precipitación para las conchas de *Mytilus edulis* y *Pecten maximus*, con valores de r^2 que, en ningún caso, llegaron a 0.40. Por su parte, Wanamaker *et al.* (2008) determinaron que el proxy Sr/Ca no era lo suficientemente confiable como lo es la relación Mg/

Ca para estimar las temperaturas de precipitación de la concha en su fracción calcítica.

En lo relativo a las conchas aragoníticas, la relación Sr/Ca ha sido ampliamente estudiada. Foster *et al.* (2009) llegaron a la conclusión de que esta relación no

está correlacionada con la temperatura en la especie *Arctica islandica*. Similarmente, Poulain et al. (2015) evaluaron las proporciones Mg/Ca y Sr/Ca en la concha de *Venerupis philippinarum*, encontrando que la relación Mg/Ca refleja efectos vitales de fraccionamiento, lo que torna difícil su interpretación como proxy útil para evaluar factores ambientales. Por otra parte, la relación Sr/Ca no es concluyente, en virtud de que es afectada por la salinidad. Schöne et al. (2013) agregaron que las rutas bioquímicas de los elementos menores y traza podrían verse alteradas por cambios en la estructura cristalina de concha. Esto podría influir en los valores de Sr/Ca y, por tanto, en el papel de esta relación como indicador de temperatura.

Schöne et al. (2012), estudiaron especímenes longevos de *Arctica islandica* y concluyeron que los efectos vitales ejercen una influencia diferencial sobre ambas proporciones (Mg/Ca y Sr/Ca) en diferentes especies. Dicha influencia puede ser más notable en bivalvos de vida corta, donde es aún más difícil establecer relaciones concluyentes entre estos proxies y variables ambientales como la temperatura, en virtud del fraccionamiento biológico (e.g. Lorrain et al., 2005; Surge y Lohmann, 2008; Poulain et al., 2015). Es por ello por lo que algunos estudios, como los efectuados por Juárez-Aguilar et al. (2019) en *Anadara brasiliensis* del Golfo de México, resuelven utilizar otros proxies, como la proporción Sr/Li. Estos autores encontraron una estrecha relación entre dicha proporción elemental y los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$. Sin embargo, considerando la salinidad del Golfo de México (equiparable a la del Océano Pacífico), concluyeron que las temperaturas obtenidas vía $\delta^{18}\text{O}$, no son congruentes, en virtud de la alteración de $\delta^{18}\text{O}$ por factores como la tasa de evaporación y la salinidad (comp. Conroy et al., 2014; Tiwari et al., 2018). Los datos de temperatura de precipitación obtenidos vía Sr/Li obtenidos por Juárez-Aguilar et al. (2019), coincidieron con los valores de temperatura de la superficie del mar (TSM) del Golfo de México para el Intervalo 2009–2012. Los datos obtenidos para *Polymesoda radiata* a partir de la proporción Sr/Li coinciden con los valores estimados para el Norgripiano en la región (Zhang et al., 2014).

Por estas razones, consideramos que la proporción Sr/Li puede fungir como un proxy confiable para la inferencia de la temperatura de precipitación de la concha de algunas especies de bivalvos, toda vez que, en comparación con registros actuales y pasados, los valores obtenidos son congruentes.

5. Conclusión

La determinación de las relaciones Sr/Li es una herramienta confiable como proxy para la temperatura de precipitación del carbonato de calcio en la concha del bivalvo *Polymesoda radiata*. No obstante, las relaciones Mg/Ca y Sr/Ca en la concha de *Polymesoda radiata*

no se pueden usar de manera confiable para este propósito posiblemente debido a efectos vitales. Es necesario efectuar más análisis, con el fin de obtener datos más robustos. Un estudio de determinación de paleotemperaturas de precipitación de aragonita por medio de las proporciones $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ podría conjuntarse con el presente trabajo, con el fin de establecer con mayor precisión los rangos térmicos de precipitación de la concha y así dar mayor contundencia a la información. Adicionalmente, el análisis de los patrones de tierras raras e itrio (REE+Y, por sus siglas en inglés), permitiría determinar otras variables; como, por ejemplo, las condiciones redox del ambiente de depósito a través de la anomalía de cerio y la influencia de los terrígenos en el medio, por conducto de las anomalías de lantano e itrio.

Agradecimientos

Los autores deseamos agradecer al M. en C. Javier Avendaño-Gil (Tuxtla Gutiérrez, Chis.) por su colaboración en la fase de colecta. De la misma manera, agradecemos a la M. en C. Itzia Nieto-López (Facultad de Ciencias, UNAM), y al Dr. Rafael Villanueva-Olea (Facultad de Ciencias, UNAM), así como también a la M. en C. Beatriz Zúñiga-Ruiz (Facultad de Ciencias, UNAM) por el apoyo técnico para la preparación de las muestras.

Agradecemos a la Dra. Yunuén Reygadas-Langarica (University of Richmond; Richmond, EE.UU.) por la elaboración de la Figura 1 del manuscrito, así como también a la Biol. Yoatzin Reygadas-Langarica (Ciudad de México) por el apoyo logístico proporcionado. Asimismo extendemos nuestro agradecimiento al Dr. Carlos Ortega-Obregón (Centro de Geociencias, UNAM) por haber efectuado los análisis geoquímicos vía LA-ICP-MS. Finalmente, agradecemos a los revisores anónimos por sus valiosos comentarios y sugerencias que permitieron mejorar sustancialmente el presente manuscrito, así como también al Dr. Josep Anton Moreno-Bedmar (Instituto de Geología, UNAM) por el proceso de edición del mismo. FSB agradece a la Dra. R. Gabriela Castaño-Meneses y al Dr. Enrique A. Cantoral-Uriza, por el apoyo académico-administrativo en la instalación del grupo de trabajo en la UMDI-Juriquilla, así como a todo el personal administrativo de la Facultad de Ciencias (Campi CU y Juriquilla).

El presente trabajo fue posible gracias financiamiento por parte del proyecto PAPIIT IN-118420 (DGA-PA-UNAM; responsable: FSB).

Referencias

- Al-Breiki, M. & Bicer, Y. (2019). Thermodynamic analysis of theoretical dolomite formation from seawater and captured carbon dioxide. *SN Applied Sciences*, 1:1272. <https://doi.org/10.1007/s42452-019-1313-7>

- Bernal, J.P., Cruz, F.W., Strikis, N.M., Wang, X., Deininger, M., Catunda, M.C.A., Ortega-Obregón, C., Cheng, H., Edwards, R.L. & Auler, A.S. (2016). High-resolution Holocene south American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 186–196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.008>
- Bernal, J.P., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Pérez-Arvizu, O., Gabay, C., Miller, P. & Shelley, J.M.G. (2008). Preliminary results from a new ELA-ICPMS: U-Pb geochronology and elemental analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72 (12, Supplement), A41–A126.
- Conroy, J.L., Cobb, K.M., Lynch-Stieglitz, J. & Polissar, P.J. (2014). Constraints on the salinity-oxygen isotope relationship in the central tropical Pacific Ocean. *Marine Chemistry*, 161, 26–33. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2014.02.001>
- Foster, L.C., Allison, N., Finch, A.A. & Andersson, C. (2009). Strontium distribution in the shell of the aragonite bivalve *Arctica islandica*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* G3, 10 (3), Q03003. <https://doi.org/10.1029/2007GC001915>
- Freitas, P., Clarke, L.J., Kennedy, H., Richardson, C. & Abrantes, F. (2005). Mg/Ca, Sr/Ca and stable-isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) ratio profiles from the fan mussel *Pinna nobilis*: seasonal records and temperature relationships. *Geochemistry Geophysics Geosystems* G3, 6 (4), Q04D14. <https://doi.org/10.1029/2004GC000872>
- Füllenbach, C.S., Schöne, B.R. & Mertz-Kraus, R. (2015). Strontium/lithium ratio in aragonitic shells of *Cerastoderma edule* (Bivalvia) – a new potential temperature proxy for brackish environments. *Chemical Geology*, 417, 341–355. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.10.030>
- Hanley, S.C.T. (1845). Descriptions of new species of *Cyrena*, *Venus* and *Amphidesma*. *Proceedings of the Zoological Society of London*, 12, 159–162.
- Gillikin, D.P., Lorrain, A., Navez, J., Taylor, J.W., André, L., Keppens, E., Baeyens, W. & Dehairs, F. (2005). Strong biological control on Sr/Ca ratios in aragonitic marine bivalve shells. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* G3, 6 (5), Q05009. <https://doi.org/10.1029/2004GC000874>
- Gillikin, D.P., Wanamaker, A.D. & Andrus, C.F.T. (2019). Chemical sclerochronology. *Chemical Geology*, 526, 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.06.016>
- Grossman, E.L. & Ku, T.L. (1986). Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. *Chemical Geology*, 59, 59–74. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(86\)90057-6](https://doi.org/10.1016/0168-9622(86)90057-6)
- International Commission on Stratigraphy (ICS). (2022). International Chronostratigraphic Chart (En línea). *China, International Union of Geological Sciences*, Publicado en octubre de 2022, disponible en [https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-10.pdf], consultado el 8 de noviembre de 2022.
- Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D. & Enzweiler, J. (2011). Determination of Reference Values for NIST SRM 610–617 Glasses following ISO Guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35 (4), 397–429. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x>
- Juárez-Aguilar, E.A., Sánchez-Beristain, F. & Bernal, J.P. (2019). Determination of the temperature of precipitation of aragonite in shells of *Anadara brasiliana* (Mamarck, 1819) from Playa Norte, Cazon de Herrera (Holocene, Veracruz, Mexico) by means of trace element analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 91, 71–79. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.01.007>
- Kennett, D.J. & Voorhies, B. (1996). Oxygen isotopic analysis of archaeological shells to detect seasonal use of wetlands on the Southern Pacific coast of Mexico. *Journal of Archaeological Science*, 23, 689–704. <https://doi.org/10.1006/jasc.1996.0065>
- Lécuyer, C. (2016). Seawater residence times of some elements of geochemical interest and the salinity of the oceans. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 187 (6), 245–260. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.187.6.245>
- Leng, M.J. & Lewis, J.P. (2016). Oxygen isotopes in Molluscan shell: Applications in environmental archaeology. *Environmental Archaeology*, 21 (3), 295–306. <https://doi.org/10.1179/1749631414Y.00000000048>
- Lorrain, A., Gillikin, D.P., Paulet, Y.-M., Chauvaud, L., Le Mercier, A., Navez, J. & André, L. (2005). Strong kinetic effects on Sr/Ca ratios in the calcitic bivalve *Pecten maximus*. *Geology*, 33, 965–968. <https://doi.org/10.1130/G22048.1>
- Lyubas, A.A., Tomilova, A.A., Chupakov, A.V., Vikhrev, I.V., Travina, O.V., Orlov, A.S., Zubrii, N.A., Kondakov, A.V., Bolotov, I.N. & Pokrovsky, O.S. (2021). Iron, phosphorus and trace elements in mussels' shells, water, and bottom sediments from the Severnaya Dvina and the Onega River Basins (Northwestern Russia). *Water*, 13, 3227. <https://doi.org/10.3390/w13223227>
- McConnaughey, T.A. & Gillikin, D.P. (2008). Carbon isotopes in mollusk shell carbonates. *Geo-Marine Letters*, 28, 287–299. <https://doi.org/10.1007/s00367-008-0116-4>
- Morton, B. (1985). The reproductive strategy of the mangrove bivalve *Polymesoda (Geloia) erosa* (Bivalvia: Corbiculidae) in Hong Kong. *Malacological Review*, 18, 83–89.
- Poulain, C., Gillikin, D.P., Thebault, J., Munaron, J.-M., Bohn, M., Robert, R., Paulet, Y.-M. & Lorrain, A. (2015). An evaluation of Mg/Ca, Sr/Ca, and Ba/Ca ratios as environmental proxies in aragonite bivalve shells. *Chemical Geology*, 396, 42–50. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.12.019>
- Ruiz-Campos, E., Cabrera-Peña, J., Cruz, R.A. & Palacios, J.A. (1998). Composición bioquímica de la carne de *Polymesoda radiata* (Bivalvia: Corbiculidae) en Costa Rica. *Revista de Biología Tropical*, 46 (3), 649–653.
- Sánchez-Beristain, F., Simon, K., Pérez-Cruz, L., García-Barrera, P., López-Esquivel Kranksth, L., Urrutia-Fucgauchi, J. & Duda, J.P. (2015). The use of LA-ICP-MS in a pilot study for determining the concentration of selected trace elements in rudist shells. *Boletín Geológico y Minero*, 126 (1), 159–168.
- Sánchez-Beristain, F., Schäfer, N., Simon, K. & Reitner, J. (2011). New geochemical method to characterise microbialites from the St. Cassian Formation, Dolomites, Northeastern Italy. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 131, 435–451. https://doi.org/10.1007/978-3-642-10415-2_26
- Schöne, B.R., Radermacher, P., Zhang, Z. & Jacob, D.E. (2013). Crystal fabrics and element impurities (Sr/Ca, Mg/Ca and Ba/Ca) in shells of *Arctica islandica* – implications for paleoclimate reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 373 (1), 50–59. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.05.013>
- Schöne, B.R., Zhang, Z., Radermacher, P., Thébault, J., Jacob, D., Nunn, E.V. & Maurer, A.-F. (2012). Sr/Ca and Mg/Ca ratios of ontogenetically old, long-lived bivalve shells (*Arctica islandica*) and their function as paleotemperature proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302, 52–64.
- Solari, L.A., Gomez-Tuena, A., Bernal, J.P., Perez-Arvizu, O. & Tanner, M. (2010). U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34 (1), 5–18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x>
- Surge, D. & Lohmann, K.C. (2008). Evaluating Mg/Ca ratios as a temperature proxy in the estuarine oyster, *Crassostrea virginica*. *Journal of Geophysical Research*, 113, G02001. <https://doi.org/10.1029/2007JG000623>
- Sylvester, P. (2008). Matrix effects in laser ablation-ICP-MS. En: Sylvester, P. (ed.). *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences*. Current Practices and Outstanding Issues. Vancouver, Mineralogical Association of Canada, 67–78.
- Thébault, J., Chauvaud, L., L'Helguen, S., Clavier, J., Barats, A., Jacquet, S., Pécheyran, C. & Amoroux, D. (2009). Barium and molybdenum records in bivalve shells: Geochemical proxies for phytoplankton dynamics in coastal environments? *Limnology and Oceanography*, 54 (3), 1002–1014. <https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.3.1002>
- Tiwari, M., Nagoji, S., Kumar, V., Tripathi, S. & Behera, P. (2018). Oxygen isotope-salinity relation in an Arctic fjord (Kongsfjorden): implications to hydrographic variability. *Geoscience Frontiers*, 9, 1937–1943. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.12.007>

- Valdés-Vilchis, S., Sánchez-Beristain, F. & Bernal, J.P. (2021). Rare Earth Elements and Yttrium (REE+Y) patterns in recent *Anadara brasiliana* shells from Playa Norte, Barra de Cazonas (Veracruz, Mexico): Evidence of anthropogenic contamination linked to river output?. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103368. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103368>
- Vander Putten, E., Dehairs, F., Keppens, E. & Baeyens, W. (2000). High resolution distribution of trace elements in the calcite shell layer of modern *Mytilus edulis*: environmental and biological controls. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 64 (6), 997–1011. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00380-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00380-4)
- Voorhies, B., Kennett, D.J., Jones, J.G. & Wake, T.A. (2002). A middle Archaic archaeological site on the west coast of Mexico. *Latin American Antiquity*, 13 (2), 179-200. <https://doi.org/10.2307/971913>
- Wanamaker Jr., A.D., Kreutz, K.J., Wilson, T., Borns Jr., H.W., Introne, D.S. & Feindel, S. (2008). Experimentally determined Mg/Ca and Sr/Ca ratios in juvenile bivalve calcite for *Mytilus edulis*: implications for paleotemperature reconstructions. *Geo Marine Letters*, 28 (5–6), 359–368. <https://doi.org/10.1007/s00367-008-0112-8>
- Zhang, Y.G., Pagani, M. & Liu, Z. (2014). A 12-Million-year temperature history of the Tropical Pacific Ocean. *Science*, 344, 84–87. <https://doi.org/10.1126/science.1246172>

Estratigrafía y paleontología del Grupo Cabullona (Campaniano-Maastrichtiano), noreste de Sonora. Síntesis para una excursión a la Cuenca Cabullona

Stratigraphy and paleontology of the Cabullona Group (Campanian-Maastrichtian), northeastern Sonora. Synthesis for an excursion to the Cabullona Basin

González-León, Carlos M.^{1,*}; Serrano-Brañas, Claudia Inés²;
Villanueva-Amadoz, Uxue¹; Scott, Robert W.³; Duarte Bigurra, Rubén⁴

¹Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus UNISON, 83000, Hermosillo, Sonora, México.

²Benemérita Escuela Normal de Coahuila, Calzada de los Maestros 858, Zona Centro Poniente, Saltillo, Coahuila, 25000, México.

³Precision Stratigraphy Associates, 149 West Ridge Road, Cleveland OK, 74020.

⁴Inglaterra 4, Residencial Breña, Hermosillo, Sonora, México, 83148.

*cmgleon@unam.mx

Resumen

La Cuenca Cabullona, ubicada en el noreste de Sonora, se formó como una depresión cortical asociada a la falla Cabullona, la cual a su vez formó al levantamiento de la Sierra Anibacachi-Cerro Cabullona. Su relleno sedimentario fue asignado al Grupo Cabullona por Taliaferro (1933), quien también nombró a las formaciones Arenisca Camas, Lutita Packard y Lomas Coloradas para la parte más joven del Grupo. Posteriormente González-León y Lawton (1995) reconocieron a las formaciones Conglomerado El Cemento y Corral de Enmedio. La sucesión sedimentaria del Grupo Cabullona alcanza un espesor mínimo de 4.5 km y consiste de lutita, arenisca y conglomerado que fueron depositadas en ambientes de abanicos aluviales, ríos, lagos y deltas, y también registra una breve incursión marina en calizas de la Formación Corral de Enmedio. La edad del Grupo Cabullona, del Campaniano al Maastrichtiano temprano indicada por algunos de sus fósiles, coincide con su edad U-Pb de entre 81.9 ± 0.7 a 69.8 ± 0.7 Ma obtenida del fechamiento isotópico de capas de rocas volcánicas intercaladas en los sedimentos. Las rocas de este grupo contienen una diversidad de restos fósiles de organismos terrestres y acuáticos que incluyen a dinosaurios, peces, tortugas, lagartijas, cocodrilos, plantas (madera, impresiones de hojas, carofitas y polen), bivalvos, gasterópodos y en menor abundancia microfósiles de origen marino. De acuerdo a los ambientes interpretados en que fueron depositadas estos sedimentos y por los fósiles que contienen, se puede inferir que, a finales del Período Cretácico, en esta región de Sonora prevalecían climas húmedos, existían grandes ríos y lagos, y una abundante vegetación que sostenía a vertebrados de tamaños grandes entre los que destacaban los dinosaurios herbívoros y carnívoros. Esta región se localizaba también en una posición cercana a las costas de un mar que se encontraba hacia el oriente, cubriendo gran parte del norte de México.

Palabras clave: Cretácico Tardío, Cuenca Cabullona, dinosaurios, Museo de Fronteras, Sonora.

Cómo citar / How to cite: González León, C.M., Serrano-Brañas, C.I., Villanueva-Amadoz, U., Scott, R.W. & Duarte Bigurra, R. (2022). Estratigrafía y paleontología del Grupo Cabullona (Campaniano-Maastrichtiano), noreste de Sonora. Síntesis para una excursión a la Cuenca Cabullona. *Paleontología Mexicana*, 11 (2), 87–110.

Manuscrito recibido: Octubre 4, 2022.

Manuscrito corregido: Noviembre 4, 2022.

Manuscrito aceptado: Noviembre 8, 2022.



Abstract

The Cabullona Basin, located in northeastern Sonora, was formed as a crustal depression associated with the Cabullona fault, which in turn formed the Sierra Anibacachi-Cerro Cabullona uplift. Its sedimentary fill was assigned to the Cabullona Group by Taliaferro (1933), who also named the Camas Sandstone, Packard Shale and Lomas Coloradas Formation for the youngest part of the Group. Subsequently, González-León and Lawton (1995) recognized the El Cemento Conglomerate and the Corral de Enmedio formations. The sedimentary succession of the Cabullona Group reaches a minimum thickness of 4.5 km and consists of shales, sandstones, and conglomerates that were deposited in environments of alluvial fans, rivers, lakes, and deltas. A brief marine incursion is also represented in limestones of the Corral de Enmedio Formation. The age of the Cabullona Group, from Campanian to early Maastrichtian indicated by some of its fossils, coincides with the U-Pb age between 81.9 ± 0.7 to 69.8 ± 0.7 Ma obtained from isotopic dating of volcanic rocks interbedded in the sediments. The rocks of this group contain a diversity of fossil remains of terrestrial organisms that include dinosaurs, fish, turtles, lizards, crocodiles, plants (wood, leaf impressions, charophytes and pollen), bivalves, gastropods and, to a lesser extent, marine microfossils. According to the interpreted environments in which these sediments were deposited and the fossils they contain, it can be inferred that by the end of the Cretaceous Period, in this region of Sonora prevailed humid climates, large rivers and lakes, and an abundant vegetation that was able to support large-sized vertebrates, among which herbivorous and carnivorous dinosaurs stood out. This region was also located in a position close to the coasts of a sea that located to the east, covering much of northern Mexico.

Keywords: Late Cretaceous, Cabullona Basin, dinosaurs, Museum of Fronteras, Sonora.

1. Introducción

La Cuenca Cabullona (Figura 1), en el noreste de Sonora, fue una depresión tectónica formada durante la última parte del Período Cretácico y en ella se acumularon los sedimentos del Grupo Cabullona, los cuales tienen un espesor regional estimado en al menos 4.5 km. De acuerdo a la distribución de los afloramientos de este grupo, se trata de una cuenca de forma alargada en dirección NW-SE, con una longitud aproximada de 70 km y una anchura máxima de 30 km (Figura 1). Las rocas que forman al Grupo Cabullona se presentan mejor expuestas en la parte norte de la cuenca, mientras que hacia la parte sur se encuentran parcialmente cubiertos por rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico y por aluviones cuaternarios.

La Cuenca Cabullona se delimita al oriente por la Sierra Anibacachi y el Cerro Cabullona y al oeste por la Sierra Los Ajos (Figuras 1 y 2). Hacia el norte, las rocas del Grupo Cabullona afloran en la parte sur de la Sierra San José donde sobreyacen discordantemente a las rocas sedimentarias del Grupo Bisbee del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, y pudieran continuarse más al norte debajo de los sedimentos aluviales, para correlacionarse con la Formación Fort Crittenden que es considerada como su equivalente lateral en el sureste de Arizona (Hayes, 1987). Hacia la parte sur de la cuenca, los afloramientos del Grupo Cabullona se extienden hasta la región de Fronteras-Esqueda donde se interdigitan con la Formación Tarahumara (González-León *et al.*, 2017), y también están en contacto por falla y/o cubiertos por rocas volcánicas de edad Eoceno-Mioceno, por lo que los límites de la cuenca se pudieron haber extendido más hacia el sur durante el Cretácico Tardío. Los afloramientos del Grupo Cabullona no son continuos ya que en algunas partes están cortados por intrusivos

graníticos y por fallas del sistema de Sierras y Valles Paralelos, como las que forman el levantamiento de la Sierra Las Mestañas (Figura 2), y en parte están cubiertos por sedimentos aluviales recientes.

Taliaferro en su trabajo de 1933 reconoció y nombró a la cuenca y al Grupo Cabullona e identificó restos de dinosaurios que le permitieron asignarle una edad Cretácico Tardío. El trabajo de Taliaferro se restringió al área ubicada al oeste de la Sierra Anibacachi (Figura 2) donde cartografió y reconoció a las formaciones Snake Ridge, Arenisca Camas, Lutita Packard, Capas Rojas Superiores (*Upper Red Beds*) y Toba Rioltica (*Rhyolite tuff*) como parte del Grupo Cabullona, para el cual consideró un espesor de ~2800 m en esa localidad. Taliaferro también consideró a estas formaciones como de origen continental, excepto a la Lutita Packard que la consideró de origen marino, e infirió que los sedimentos fueron acumulados en lagos y pantanos de terrenos costeros bajos, donde el mar incursionaba de forma ocasional. Del mismo modo reconoció que las intercalaciones de capas de ceniza volcánica dentro del Grupo Cabullona indicaban la existencia de actividad volcánica contemporánea en áreas cercanas.

González-León (1994) y González-León y Lawton (1995) modificaron la nomenclatura estratigráfica del Grupo Cabullona en la localidad estudiada por Taliaferro, reconociendo a las formaciones: Corral de Enmedio, Arenisca Camas, Lutita Packard y su equivalente lateral, el Conglomerado El Cemento (Figura 3). La unidad Toba Rioltica de Taliaferro (1933) fue fechada con una edad de 34.5 ± 0.04 millones de años (Ma) por Lucas *et al.* (1995), por lo cual quedó asignada al Eoceno tardío.

El origen de la Cuenca Cabullona ha sido relacionado al levantamiento tectónico de la Sierra Anibacachi, el cual está formado por rocas del basamento regional

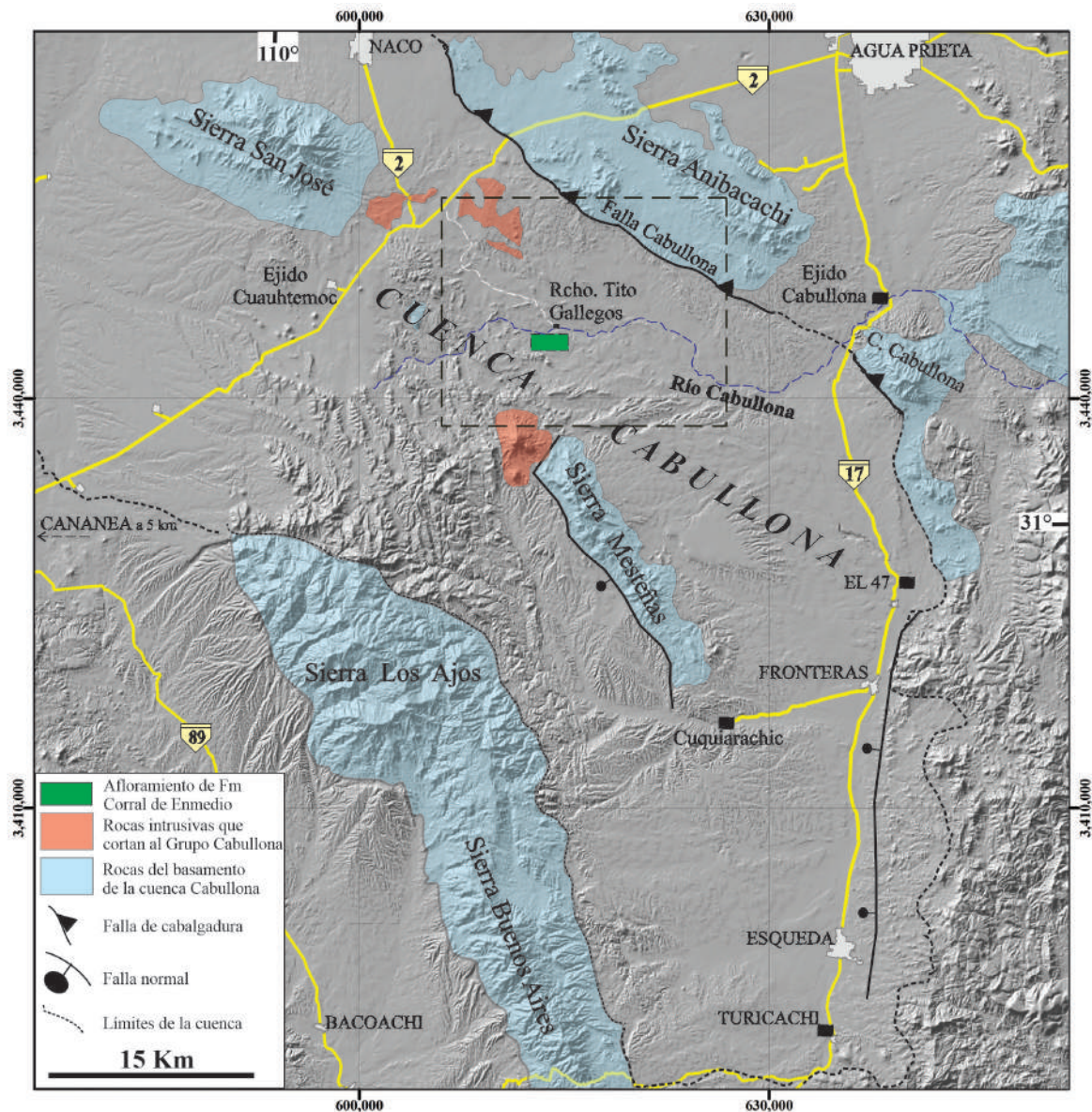


Figura 1. Imagen en relieve de la parte noreste de Sonora indicando límites inferidos de los afloramientos de los sedimentos depositados en la Cuenca Cabullona, las rocas que forman el basamento de dicha cuenca y algunas estructuras tectónicas mencionadas en el texto. Las áreas en gris que están fuera de los límites de la cuenca contienen afloramientos de rocas más jóvenes que cubren al Grupo Cabullona. El cuadro de línea negra punteada en parte norte del mapa muestra el área que fue originalmente estudiada por Taliaferro en 1933. El cuadro verde indica el área de afloramiento de la Formación Corral de Enmedio que se visitará en esta excursión y la línea blanca discontinua indica el camino de terracería de acceso a ella desde la carretera.

constituido por el Esquisto Pinal de edad Precámbrica (1600 a <1700 Ma) (Anderson y Silver, 2005; Page *et al.*, 2010; Solari *et al.*, 2018), por una secuencia de rocas Paleozoicas y por las rocas del Grupo Bisbee (González-León y Lawton, 1995). El levantamiento ocurrió por el transporte de estas rocas hacia el suroeste, a lo largo de la falla de cabalgadura Cabullona que se localiza en el límite occidental de la Sierra Anibacachi y del Cerro Cabullona (Figuras 1 y 2). Esta falla es una estructura de bajo ángulo que delimita y superpone a las rocas del basamento sobre el Grupo Cabullona. De acuerdo a esta idea, la cuenca se formó

como una depresión causada por la carga litostática de las rocas transportadas, y en ella se acumularon de manera sintectónica los sedimentos del Grupo Cabullona. Posterior al depósito del Grupo Cabullona, sus rocas se plegaron tal como se indica en la sección A-B (Figura 2B).

Otras interpretaciones sobre el origen de la Cuenca Cabullona es que ésta se formó como una depresión tectónica producida por la falla La Bellota, una estructura de tipo normal cuya traza coincide aproximadamente con la de la falla Cabullona (McKee *et al.*, 2005), mientras que Taliaferro (1933) y Rangin (1977) consideraron

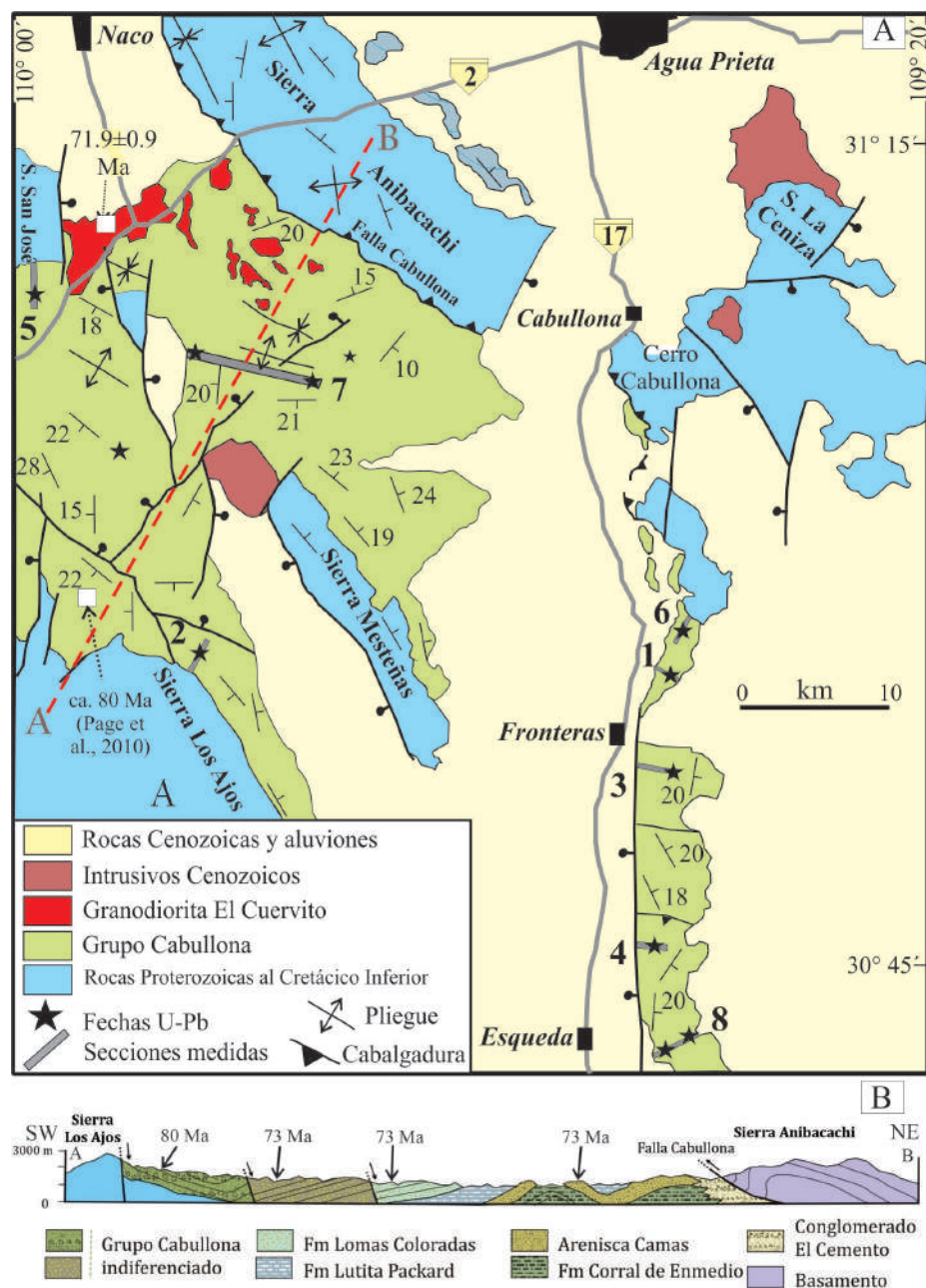


Figura 2. A) Mapa geológico mostrando afloramientos de las rocas del Grupo Cabullona en la cuenca del mismo nombre, así como de las rocas más antiguas y más jóvenes en sierras adyacentes. Las barras de color gris indican la ubicación de las columnas sedimentarias que fueron medidas en el Grupo Cabullona por González-León *et al.* (2017), algunas de las cuales se muestran en la Figura 4. Estas se encuentran numeradas y corresponden a las columnas 1) Rancho Los Atolillos, 2) El Malacate, 3) Fronteras, 4) Ejido Ruíz Cortines, 5) Ejido Cuauhtémoc, 6) San Joaquín, 7) Naco y 8) Esqueda. B) Sección geológico-estructural a lo largo de la línea discontinua roja A-B, indicada en A, que muestra la falla Cabullona con dirección de movimiento hacia el suroeste, el plegamiento del Grupo Cabullona y edades isotópicas de algunas de sus formaciones en esta parte de la cuenca.

que la falla Cabullona es una estructura de falla inversa que se formó posteriormente al depósito del Grupo Cabullona.

El relleno sedimentario que aflora en la parte sur de la cuenca se asigna también al Grupo Cabullona (González-León *et al.*, 2017). En esa región se reconocen sus estratos más antiguos y sus edades se han determinado por el fechamiento ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, circones) de rocas

volcánicas que se intercalan dentro de las columnas sedimentarias (Figura 3). Estas columnas aparecen como afloramientos discontinuos en esta parte de la cuenca.

En general, las rocas del Grupo Cabullona se componen de limolitas y lodolitas dentro de las cuales se intercalan capas de areniscas. Las primeras se interpretan como sedimentos que fueron acumulados en amplias

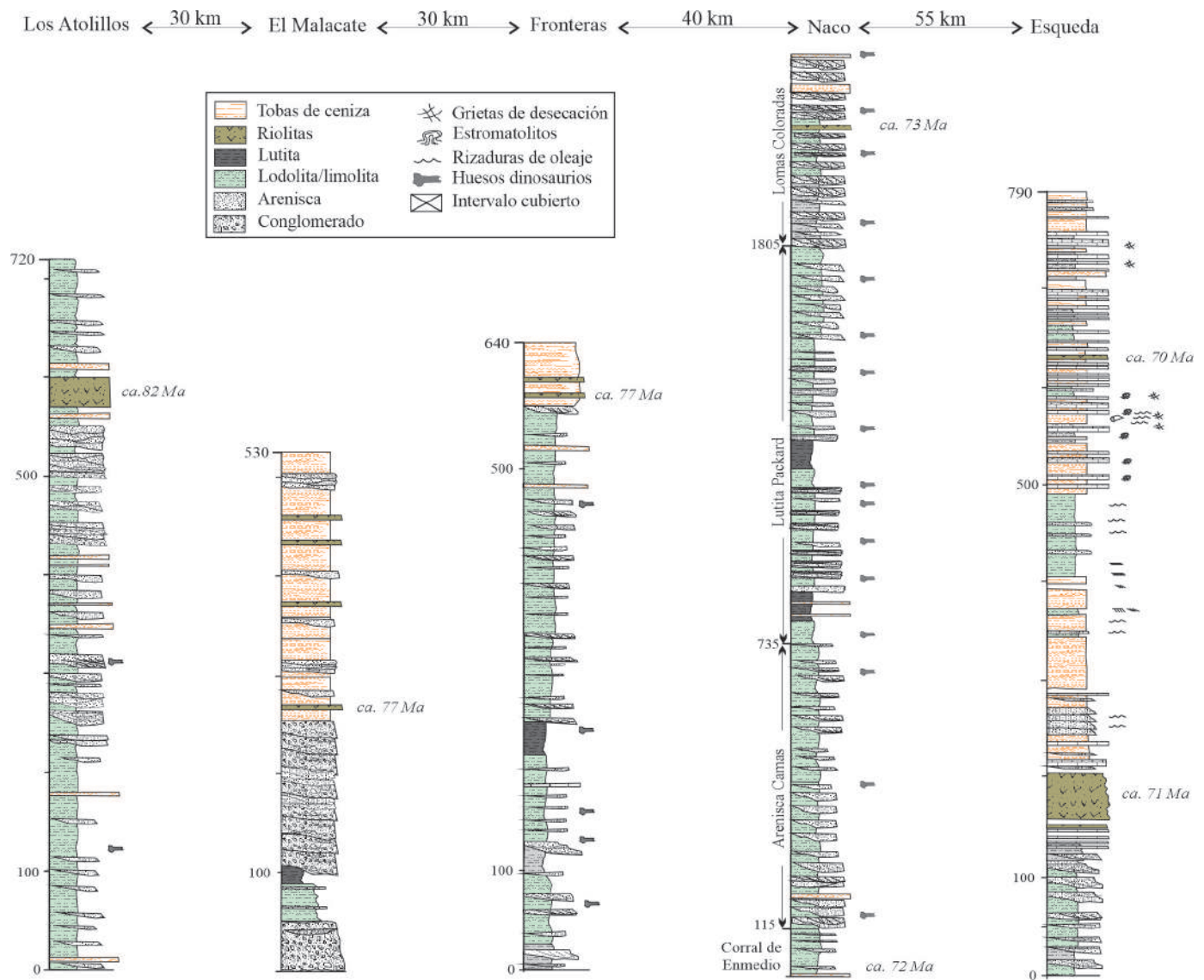


Figura 3. Columnas estratigráficas que muestran partes incompletas del Grupo Cabullona en cinco localidades de la cuenca; la ubicación de ellas se muestra en la Figura 2. Se indican los niveles fosilíferos y las edades U-Pb obtenidas por el fechamiento de rocas volcánicas intercaladas dentro de sus rocas sedimentarias. En la parte superior izquierda de las columnas se muestra su espesor en metros.

planicies de inundación de ríos y los cuerpos de areniscas se interpretan como rellenos de los canales de los ríos. En algunas columnas se intercalan niveles de decenas de metros de espesor, de lutitas grises a negras, que se interpretan como depósitos que fueron acumulados en ambientes lacustres, así como capas de tobas de cenizas y derrames volcánicos riolíticos que indican la presencia de actividad volcánica cercana. A continuación, se describen de forma general algunas de las columnas sedimentarias en base al trabajo de González-León *et al.* (2017) cuya ubicación se muestra en la Figura 2. Las formaciones del Grupo Cabullona en Naco y las columnas de Fronteras y Esqueda contienen los estratos más fosilíferos del grupo (Figura 3). De esas localidades

se han reportado foraminíferos, moluscos, diversos fragmentos y partes completas de vertebrados, icnitas de dinosaurios y restos de plantas (palinomorfs, algas, macroflora y troncos).

2. Estratigrafía

2.1. Columna Rancho Los Atolillos

La secuencia más antigua del Grupo Cabullona es la del Rancho Los Atolillos (Figuras 2, 3 y 4A) que tiene un espesor de 720 m, aunque su base y su cima no afloran por estar falladas y cubiertas por rocas más jóvenes,



Figura 4. Afloramientos del Grupo Cabullona. A) Capas de areniscas dentro de niveles de lodolitas y limolitas de la columna Rancho Los Atolillos. B) Panorámica de secuencia de conglomerados, areniscas y rocas volcánicas de la columna del Rancho El Malacate. C) Conglomerados y areniscas del Grupo Cabullona en afloramientos cercanos al poblado de Cuquiarachic. D) Areniscas, lodolitas y limolitas interestratificadas en la columna Fronteras. E) Capas potentes de areniscas intercaladas con limolitas de la Formación Arenisca Camas en afloramientos de la columna Naco. F) Secuencia de lutitas de color gris oscuro, masivas a estratificadas de la formación Lutita Packard en afloramientos de la columna Naco.

respectivamente. Consiste de limolitas y lodolitas masivas a laminadas, de colores café rojizos, verdes y gris claro dentro de las cuales se intercalan capas de areniscas que forman niveles de hasta 25 m de grueso (Figura 4A). Esta sucesión sedimentaria se interpreta como de origen fluvial y en menor proporción tiene capas de tobas de ceniza y derrames riolíticos. Una muestra de una capa de riolita de la parte superior de la columna dio una edad de 81.9 ± 0.7 Ma (González-León *et al.*, 2017).

2.1.1. Paleontología

Hay escasos fragmentos de huesos de vertebrados, posiblemente pertenecientes a dinosaurios.

2.2. Columna Rancho El Malacate

La secuencia del rancho El Malacate (Figuras 2, 3 y 4B) tiene un espesor de 530 m, sobreyace discordantemente a rocas precámbricas del Esquisto Pinal a lo largo del lado oriental de la Sierra Los Ajos y su cima no se conoce al estar cubierta por rocas más jóvenes. Los 200 m más inferiores de esta columna consisten de conglomerados que gradúan hacia arriba a intercalaciones de conglomerados y areniscas dentro de los cuales se tiene

un nivel de 5 m de espesor de lutitas negras y calizas delgadas que contienen pelecípodos. La parte superior de la columna consiste de intercalaciones de capas de tobas de ceniza de colores amarillentos, capas de riolitas y areniscas tobáceas de colores rojizos. Una muestra fechada de una de capa de riolita de la parte media de la columna reportó una edad de 77.5 ± 0.7 Ma (González-León *et al.*, 2017).

2.2.1. Paleontología

Se registran pelecípodos lacustres asociados al tramo de 5 m con niveles de calizas en estratos delgados a la cima de los primeros 200 m de la columna (González-León *et al.*, 2017).

2.3. Columna Fronteras

Esta secuencia que fue medida justo al oriente del poblado de Fronteras tiene 640 m de espesor y consiste en lodolitas y limolitas masivas, localmente laminadas, de colores gris claro a verde claro intercaladas con capas delgadas de areniscas rojizas de grano fino a medio, comúnmente bioturbadas y cuerpos de areniscas lenticulares de grano grueso, a fino, que alcanzan hasta 10 m de espesor (Figura 2 y 4D). En

conjunto, estas litologías se interpretan como depósitos acumulados en ambientes fluviales, mientras que un nivel de 30 m de lodolitas masivas a laminadas, de color gris oscuro, con capas de caliza con bivalvos y gasterópodos en la parte media de la columna, representa ambientes lacustres. En su parte superior esta columna contiene capas de tobas de ceniza y riolita, de las cuales se fechó con una muestra que dio una edad de 76.7 ± 0.7 Ma (Figura 2).

2.3.1. Paleontología

De esta secuencia, Duarte Bigurra (2013) ilustró e identificó moluscos (bivalvos y gasterópodos de agua dulce), restos de peces, una vértebra de cocodrilo, fragmentos de huesos y carapachos de tortugas, madera fósil (Figura 3 de Duarte Bigurra, 2013), así como dos esqueletos parciales de hadrosaurios, de dos niveles estratigráficos distintos, a los cuales les asignó las claves H1 y H2. El ejemplar H1 fue localizado, desenterrado y colectado por el M.C. René Hernández Rivera y el primer autor de este trabajo en el año 2010 (Figuras 5C y 5D), y el ejemplar H2 fue descubierto y colectado por el M.C. René Hernández Rivera y Rubén Duarte Bigurra en el año 2011. Algunos de los fósiles que se han colectado de estos depósitos están en exhibición en el Museo de Dinosaurios del Municipio de Fronteras (Figuras 5A y 5B) aunque algunos no han sido estudiados en detalle. Del ejemplar H1, que resultó ser el más completo, Duarte Bigurra (2013) reportó tres vértebras cervicales,

nueve torácicas, una caudal, seis centros incompletos de vértebras torácicas, nueve espinas neurales, una tibia parcial, trece costillas parciales, el ilion izquierdo, y los pares correspondientes de isquion y pubis (Figuras 6 y 7). La Figura 7 muestra las partes de la cadera de H1. Los huesos del ejemplar H2, que fue también reportado por Duarte Bigurra (2013) incluyen una vértebra torácica, cinco espinas neurales fragmentadas, una diapófisis izquierda, una costilla torácica y otros huesos no identificados. Este material que está ilustrado e identificado en Duarte Bigurra (2013) se encontró desorganizado y algo fragmentado, pero con estado aceptable de conservación (Figura 6O).

De la parte inferior y media de la secuencia sedimentaria de Fronteras también se han reportado carofitas de la especie fósil *Lychnothamnus tenuis* que indican que estas rocas se depositaron en ambientes lacustres de agua dulce (Vicente *et al.*, 2020) (Figuras 8A–8E). Otros estudios paleobotánicos en esta columna incluyen los troncos de cipreses fósiles (*Cupressinoxylon manuelii*) de hasta 3 metros de longitud (Ríos-Santos *et al.*, 2020) (Figura 8F) que fueron encontrados dentro de areniscas lenticulares de grano fino a grueso de la parte media superior de la columna.

2.4. Columna Naco

Las columnas estratigráficas más jóvenes del Grupo Cabullona son las de Naco y Esqueda. La columna Naco



Figura 5. A) Museo de dinosaurios del poblado de Fronteras, Sonora donde se exponen B) los restos de dinosaurios colectados en el área de Fronteras ubicada en lomeríos que están justo al oriente del pueblo; la edad de esta secuencia es de ca. 77 Ma, por lo cual los dinosaurios y otros fósiles que contiene son de esa misma edad. C) Fotografía indicando posición de algunos de los huesos del espécimen de hadrosaurio H1 al momento de su excavación y D) preparación de los mismos en férulas de yeso para su levantamiento por el M.C. René Hernández Rivera, con ayuda de jóvenes voluntarios del poblado.

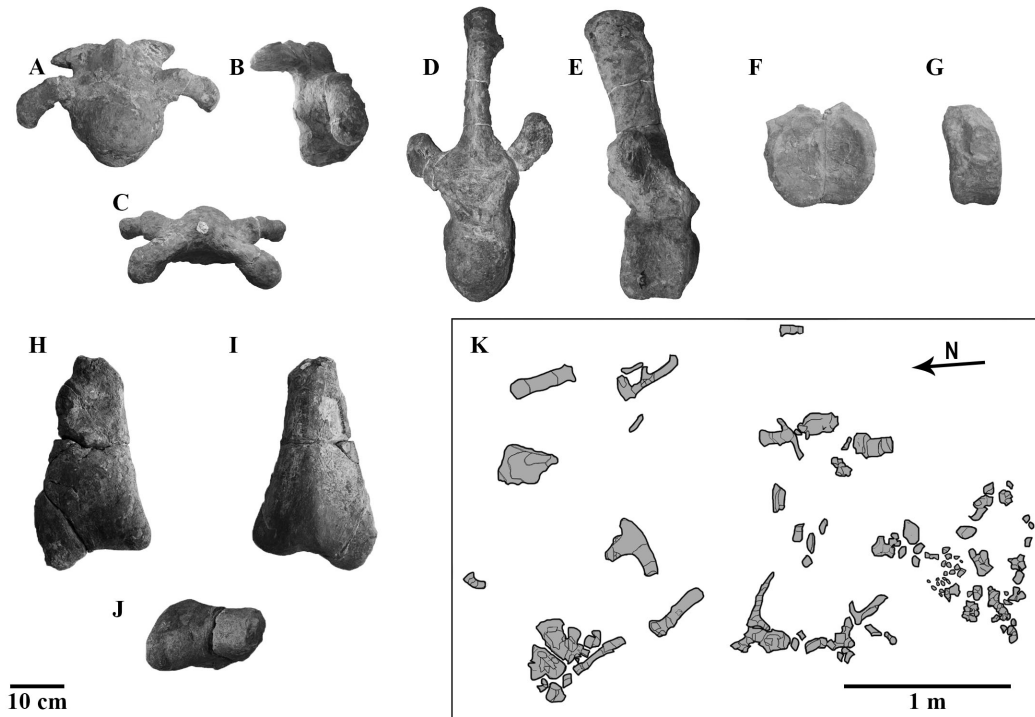


Figura 6. A-J) Huesos del ejemplar de hadrosaurio H1. A-C) Vértebra cervical H1-02, en vista craneal (A), lateral derecho (B) y dorsal (C). D-E) Vértebra torácica H1-09, en vista craneal (D), lateral derecho (E). F-G) Vértebra caudal H1-04 en vista craneal (F) y lateral derecho (G). H-J) Parte distal de tibia derecha H1-36, en vista medial (H), vista lateral (I) y ventral (J). En todas las figuras se muestra la escala en centímetros. K) Disposición de huesos del ejemplar de hadrosaurio H2 como fueron encontrados en su afloramiento. Se indica escala. Figuras tomadas de Duarte Bigurra (2013).

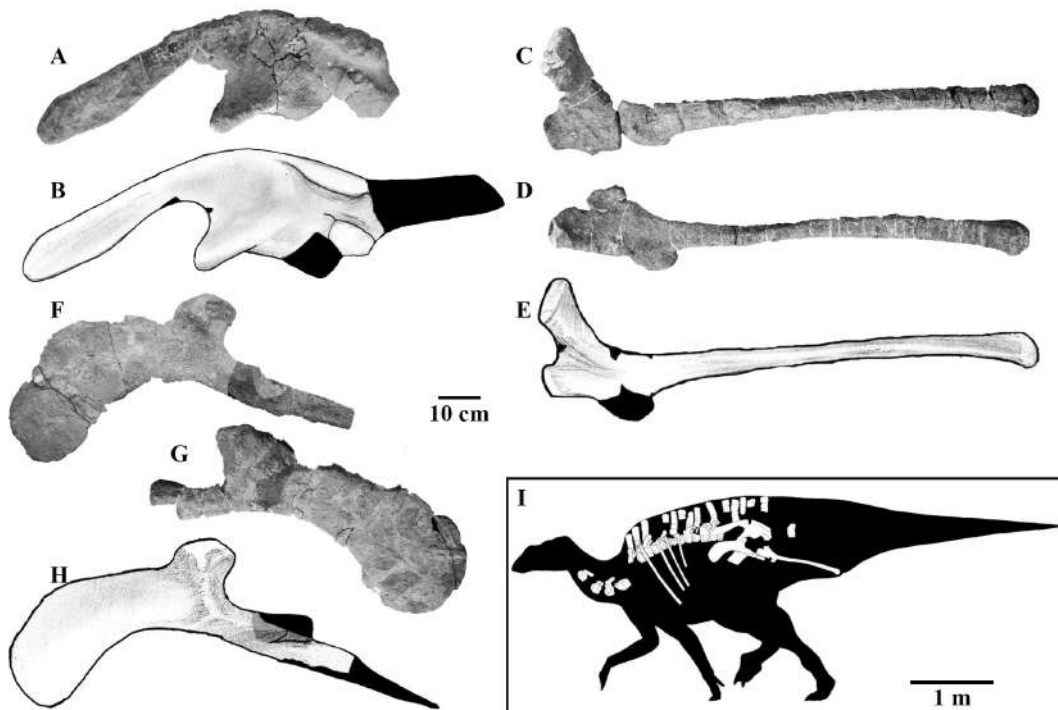


Figura 7. Partes de la cadera de hadrosaurio H1 tomadas de Duarte Bigurra (2013) con reconstrucción de partes faltantes (en negro) realizadas por el mismo autor. A) Ilion izquierdo en vista lateral, con reconstrucción en dibujo (B). C-E) Isquion izquierdo en vista lateral (C), isquion derecho en vista medial (D), con reconstrucción en dibujo (E). F-H) Par de pubis en matriz de roca, pubis izquierdo en vista lateral (F), pubis derecho en vista lateral (G), con reconstrucción en dibujo (H). I) Reconstrucción del cuerpo del hadrosaurio H1 con algunos de los huesos identificados según Duarte Bigurra (2013). Se indica escala.

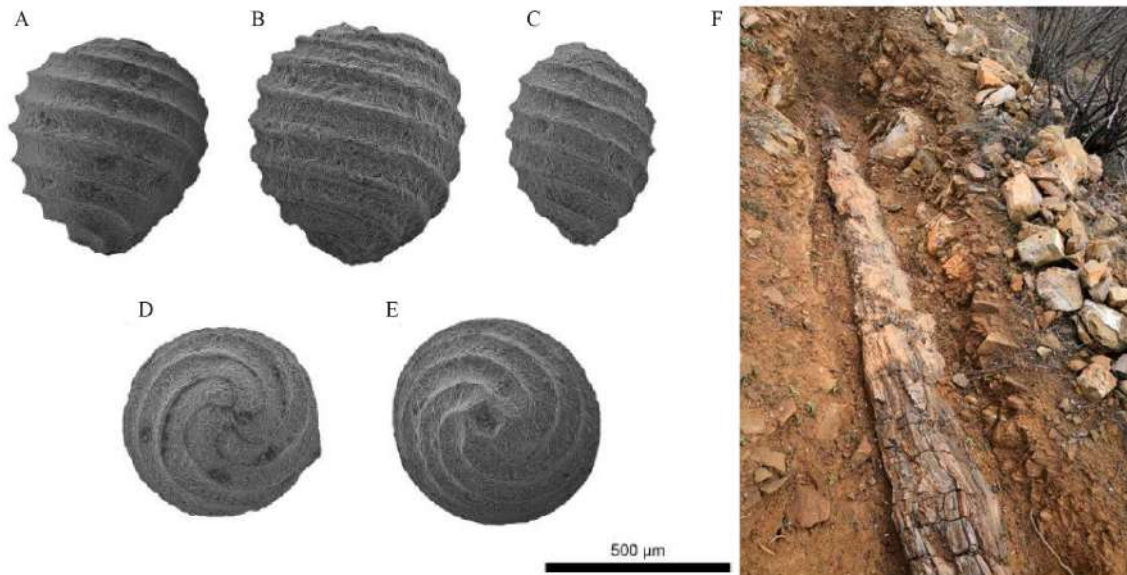


Figura 8. Vegetales fósiles de la columna de Fronteras. A-E: Imágenes de microscopio electrónico de barrido de la carofita *Lychnothamnus tenuis* (nivel Fro.c-10a). A-C, vista lateral; D, vista apical; E, vista basal (tomado de Vicente *et al.*, 2020). F: Imagen de tronco fósil de *Cupressinoxylon manuelii* de unos 3 m de longitud (IGM-PB-1368) proveniente del tramo correspondiente con los niveles de arenisca con estratificación cruzada de la parte media superior de la columna mostrada en la Figura 3).

que aflora en la parte norte de la cuenca corresponde al área que fue estudiada por Taliaferro (1933) y contiene las secciones tipo de las formaciones que componen a este grupo. Esta secuencia, cuya base no aflora y su cima está cubierta por rocas volcánicas Terciarias, tiene un espesor de 2.5 km. Es una secuencia relativamente fósilífera, lo cual junto a los fechamientos isotópicos que se han realizado de rocas volcánicas en algunas de sus formaciones han permitido asignarle una edad del Campaniano al límite Campaniano tardío-Maastrichtiano temprano (Lucas *et al.*, 1995; González-León *et al.*, 2017). En la parte inferior de esta secuencia se tiene a la Formación Corral de Enmedio, la cual está sobreyacida por la Arenisca Camas y estratigráficamente siguen hacia arriba la Lutita Packard y la Formación Lomas Coloradas. El Conglomerado El Cemento es una unidad que es lateralmente equivalente a estas formaciones y aflora debajo de la falla Cabullona, adyacente al levantamiento de la Sierra Anibacachi (Figuras 2). A continuación, se describen de forma general estas formaciones, a excepción de la Corral de Enmedio que se describe con más detalle por ser uno de los objetivos a visitar en esta excursión.

2.4.1. Formación Corral de Enmedio

El único afloramiento que se conoce de la Formación Corral de Enmedio se encuentra en la parte central de un anticlinal abierto ubicado en el área de la sección Naco. Es un afloramiento pequeño, comparado al de las otras formaciones del Grupo Cabullona y consiste principalmente de lodolitas y limolitas, dentro de las cuales se intercalan capas de areniscas, calizas y escasos conglomerados. Tiene un espesor de 230 m y Duarte

Bigurra (2019) la dividió en las siguientes unidades, que de la base a la cima son (Figura 9):

Unidad Espesor Litología

1. 3 m. Nivel masivo de tobas de ceniza volcánica arenosa, de color blanco a gris claro.
2. 9 m. Limolitas masivas de color café rojizo con escasas intercalaciones de capas de arenisca lenticular de hasta 30 cm de espesor y escasas capas delgadas de caliza arcillosa de color café rojizo con gasterópodos (Figura 10A).
3. 4 m. Nivel de capas de arenisca de hasta 1 m de grueso que varían de grano grueso en la parte inferior a grano fino en su parte superior. Tienen base erosiva, son lenticulares y presentan estratificación cruzada planar.
4. 14 m. Paquete de limolitas y lodolitas de color café amarillento a verdoso claro, con intercalaciones de capas de calizas arcillosas de hasta 20 cm de grueso, de color gris claro en superficie fresca que contienen bivalvos (Figura 10B).
5. 6 m. Nivel de capas de areniscas de color café rojizo que alcanzan hasta 1 m de espesor y presentan afinamiento de grano medio en su base a grano fino hacia la cima.
6. 16 m. Limolitas masivas de color gris claro a café claro, con niveles laminados de color gris oscuro dentro de los cuales se presentan abundantes fragmentos finos de plantas. Algunos niveles de limolitas de color gris claro contienen nódulos carbonatados de posible origen pedogénico. Se intercalan escasas areniscas de grano fino en capas menores de 30 cm que se acuñan lateralmente en

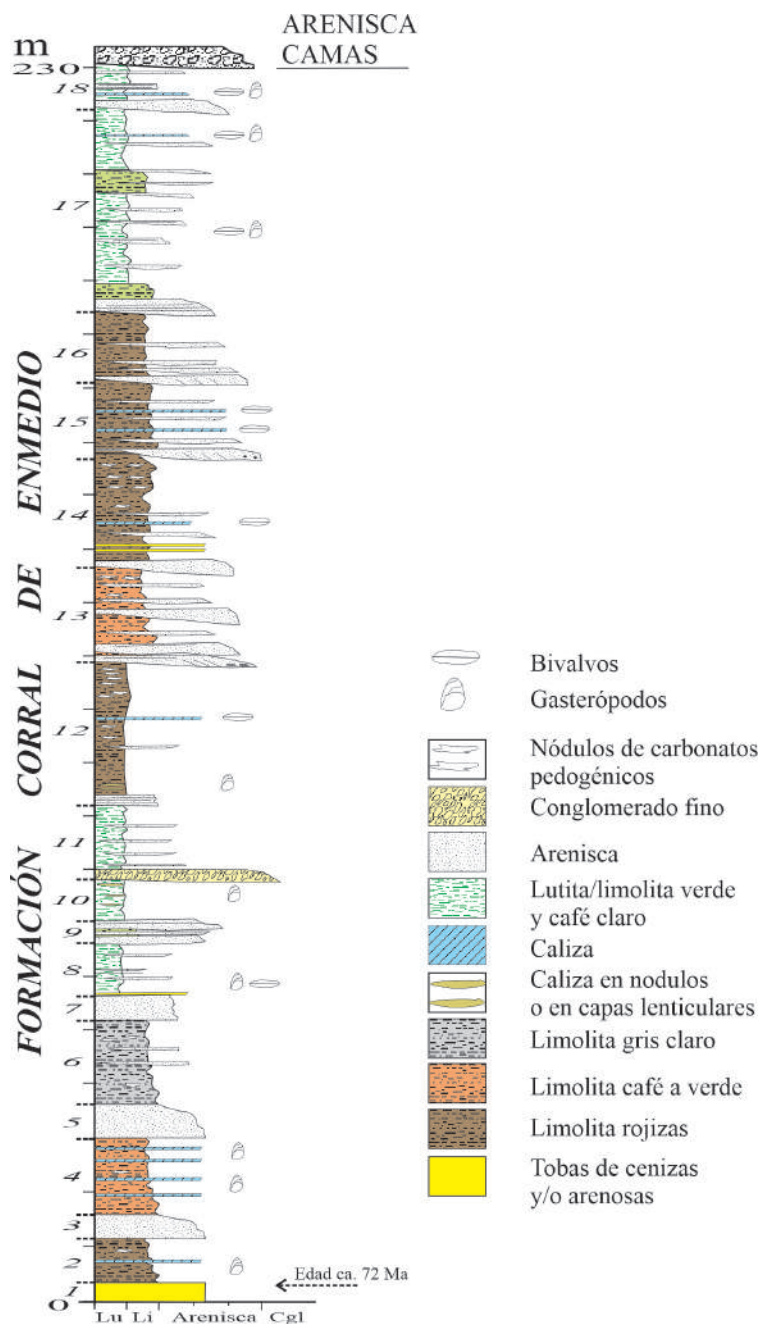


Figura 9. Columna estratigráfica de la Formación Corral de Enmedio dividida en 18 unidades litológicas. La mayoría de las unidades contienen restos de vertebrados desarticulados y retrabajados, gasterópodos y bivalvos que por lo general están bien preservados y restringidos a niveles de calizas. Se indica la posición estratigráfica de los moluscos. Figura modificada de Duarte Bigurra (2013).

distancias de pocos metros y tienen rizaduras de oleaje.

7. 4.6 m. Nivel de areniscas de grano fino a limolitas que ocurren en capas de 5 a 15 cm y algunas de ellas tienen rizaduras de corriente. En su cima se tiene una capa de toba de ceniza de 35 cm de grueso.
8. 8.4 m. Lodolitas masivas, localmente lamina-das, de color verde y café claro, con escasas intercalaciones de limolitas, arenisca de grano fino y

calizas con gasterópodos y bivalvos en capas de hasta 30 cm de espesor. Las lodolitas tienen detritos finos de plantas.

9. 4.3 m. Unidad formada por tres ciclos superpuestos, cada uno formado por arenisca rojizas de grano grueso, granodecrecientes, en su parte inferior, que gradúan hacia arriba a limolitas/lodolitas de color café verdoso que se presentan en capas de hasta 30 cm de grueso. Estos ciclos van de 1 a 2 metros de espesor. Las capas de arenisca alcanzan

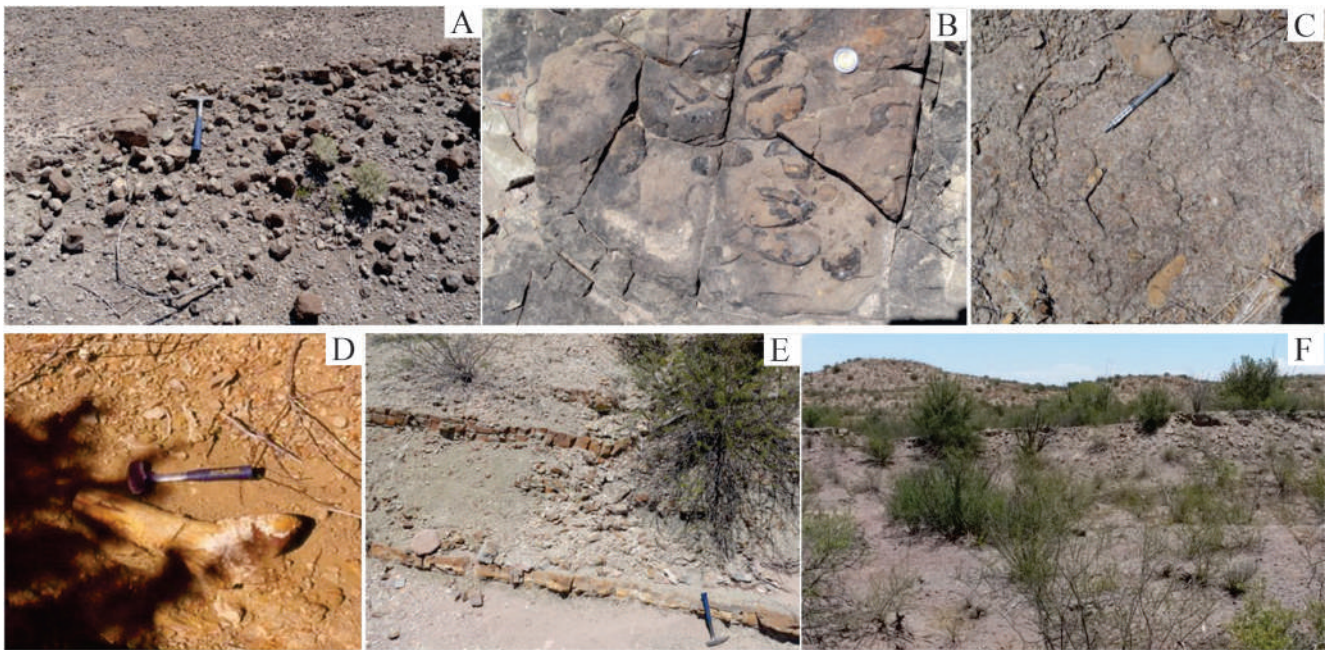


Figura 10. Fotos de afloramientos de la Formación Corral de Enmedio. A) Capa delgada de caliza arcillosa con abundantes gasterópodos de la unidad 2; martillo de escala. B) Bivalvos dentro de capa delgada de caliza arcillosa de la unidad 4; moneda de 10 pesos de escala. C) Fémur de hadrosaurio encontrado in situ dentro de limolitas de la unidad 9 (ilustrado también en la Figura 12). D) Acercamiento de la capa de conglomerado polimíctico de la parte inferior de la unidad 11 mostrando clastos de caliza de hasta 15 cm de largo. E) Limolitas/lodolitas de la unidad 14 intercaladas con capas delgadas de tobas de ceniza volcánica. F) Areniscas de grano grueso de la parte inferior de la unidad 17, que sobreyacen a limolitas rojizas y una capa de caliza de la parte superior de la unidad 16; en la parte superior y al fondo de la foto se observa la Arenisca Camas en su parte inferior.

hasta 1 m de grueso y tienen estratificación cruzada de cuenca. Dentro de las limolitas se encontró un fémur de hadrosáurido (Figura 10C).

10. 6.7 m. Unidad de lodolitas masivas de color verde claro dentro de las cuales se intercalan nódulos y capas lenticulares de calizas arcillosas y micritas, así como niveles delgados de lodolita gris con detritos de plantas y ocasionales gasterópodos de concha muy delgada de hasta 2 cm de largo. Las capas de calizas intemperizan a color azul claro, y tienen espesor de 10 a 20 cm.
11. 14 m. Esta unidad tiene en su base una capa de arenisca lenticular, de grano grueso, y hacia arriba le siguen lodolitas de color verde amarillento claro, con niveles tobáceos. Dentro de las lodolitas se intercalan escasas capas lenticulares de calizas micríticas (“*wackestone*”) de color gris oscuro en superficie fresca, que tienen espesores entre 10 y 30 cm. Algunas de estas calizas son clásticas mostrando granos de cuarzo del tamaño de limo. Lateralmente, la capa de arenisca basal está erosionada por un conglomerado de 3.5 m de espesor y de 50 m de ancho, el cual sobreyace de manera erosional a lodolitas de la unidad 10. Este es un conglomerado polimíctico compuesto por intraclastos mal clasificados de lodolitas, calizas, nódulos calcáreos pedogénicos, fragmentos de huesos, dientes de dinosaurios y abundantes escamas de peces. Los intraclastos alcanzan hasta 15 cm de diámetro

(Figura 10D) y muchos contienen restos de huesos de vertebrados. Su matriz la forman granos de cuarzo, rocas volcánicas y fragmentos de feldespatos potásico de hasta 3 cm de largo que están cementados por calcita. Algunas capas de caliza micrítica de esta unidad contienen foraminíferos planctónicos y carófitas (Figura 13), los cuales también están presentes dentro de los clastos de calizas del conglomerado.

12. 26 m. La parte inferior de esta unidad, que sobreyace de manera abrupta a las lodolitas de la unidad 11, la forma un nivel de 2 m de arenisca en capas de 10 a 30 cm de grueso, que son de grano fino y afinan hacia su cima a limolitas. El resto de esta unidad la forman limolitas/lodolitas masivas, de color rojizo. En la parte inferior del paquete de limolitas/lodolitas se intercalan escasas capas lenticulares de caliza arcillosa con bivalvos; en la parte media del mismo se tienen dos capas de 30 cm de espesor de calizas arcillosas nodulares, con bivalvos, de color café rojizo, así como una capa lenticular de arenisca de grano fino de 35 cm de grueso; en la parte superior de la unidad se intercalan capas de hasta 50 cm de grueso formados por nódulos carbonatados pedogénicos que se hacen más abundantes hacia la cima del paquete.
13. 18 m. Paquete que contiene dos ciclos sedimentarios granodecrecientes que empiezan con arenisca y gradúan a limolitas y lodolitas hacia su

cima. El espesor de cada uno de ellos es de 9 m. Las capas de areniscas son lenticulares y se acuñan lateralmente en una distancia de aproximadamente 100 m; tienen espesores de hasta 2 m de grueso y forman niveles de hasta 4 m. Son de grano grueso, tienen bases erosivas y niveles lenticulares delgados de conglomerado fino. Tienen además estratificación cruzada planar, laminaciones paralelas y hacia su cima desarrollan ocasionalmente estratificación cruzada de pequeña escala. Las limolitas y lodolitas que forman la parte superior de cada ciclo son masivas y de color verdoso. Las del ciclo inferior tienen algunos niveles donde se encuentran gasterópodos pequeños y completos. Las limolitas del ciclo superior tienen nódulos calcáreos de origen pedogénico, en capas de 20 a 30 cm de grueso. A los niveles de limolitas se les intercalan escasas capas de arenisca de hasta 50 cm de grueso que son de grano fino y tienen laminaciones paralelas.

14. 21 m. Unidad que representa un ciclo sedimentario granodecreciente. En su base se tiene una capa de 2 m de arenisca masiva, con base erosiva, de grano grueso que gradúa a grano fino hacia su cima. Le siguen limolitas/lodolitas rojizas y verdosas, masivas (Figura 10E), que tienen intercalaciones escasas de capas de arenisca de grano fino lenticulares y de 30 a 50 cm de espesor. También se intercalan capas de toba de ceniza amarillenta, de 20 cm de grueso y una capa de caliza arcillosa rojiza con bivalvos. Las limolitas de la parte superior de esta unidad tienen abundantes nódulos calcáreos pedogénicos.
15. 14 m. Secuencia granodecreciente que su parte inferior la forma una arenisca de grano grueso, con lentes de conglomerados finos y de 3 m de espesor. Es una arenisca lenticular con base erosiva sobre limolitas de la unidad 14 y gradúa a grano fino hacia su cima. Presenta estratificación cruzada planar y laminaciones paralelas. La sobreyacen de forma abrupta limolitas masivas de color rojizo dentro de las cuales se intercalan algunas capas de arenisca de grano fino a medio con laminaciones paralelas, estratificación cruzada de rizaduras de corriente y tienen hasta 50 cm de espesor. También se intercalan escasas capas de caliza arcillosa y nodular de color rojizo que contienen bivalvos.
16. 13 m. En la base se tiene una capa de arenisca de 2 m de espesor, de grano grueso, con estratificación cruzada planar, que gradúa a grano fino hacia su cima. Su base es erosiva sobre limolitas subyacentes. La sobreyacen limolitas rojizas que pasan a gris claro hacia la parte superior de la unidad y dentro de las cuales se intercalan algunas capas de arenisca de grano medio a fino, de hasta 40 cm de grueso.
17. 38 m. Unidad que presenta afinamiento de grano hacia su cima. En su base se tiene un nivel

de 3 m de capas de areniscas superpuestas, de base erosiva, con espesores de 40 a 60 cm (Figura 10F). Son de grano grueso a fino y muestran estratificación cruzada planar y laminaciones paralelas. La sobreyacen lodolitas y limolitas masivas de colores verde claro, amarillento y rojizo, que ocurren en niveles masivos de hasta 4 m de grueso. Tienen intercalaciones de capas de limolitas de 15 a 40 cm con laminaciones paralelas y estratificación cruzada de pequeña escala producida por rizaduras de corriente. Se tienen también escasos niveles tobáceos de hasta 2 m, una capa de 20 cm de caliza arcillosa con bivalvos, e intercalaciones de capas de arenisca de grano fino con estratificación cruzada y de hasta 40 cm de grosor.

18. 8 m. Unidad de espesor incompleto al estar sobreyacida en contacto erosional por areniscas conglomeráticas de la Arenisca Camas. En su parte inferior se tiene un nivel de 3 m de capas superpuestas de areniscas granodecrecientes. Son capas de base erosiva y escasamente se les observa estratificación cruzada planar. Hacia arriba y en contacto abrupto con las areniscas siguen lodolitas de color verde claro con algunos niveles tobáceos; tienen escasas capas de hasta 50 cm de grueso de limolitas laminadas, así como una capa delgada de caliza arcillosa con bivalvos y gasterópodos de conchas completas y bien preservadas.

Paleontología

De la Formación Corral de Enmedio se ha reportado una fauna diversa de huesos de vertebrados que incluye restos aislados de dinosaurios pertenecientes a las familias Ceratopsidae, Hadrosauridae, Ornithomimidae y Tyrannosauridae, de tortugas de las familias Adocidae y Trionychidae, de eusúquidos y de peces de las familias Amiidae y Lepisosteidae (Lucas *et al.*, 1995; Serrano-Brañas *et al.*, 2017; Duarte Bigurra, 2019). Duarte Bigurra (2019) ilustró varios centros de vértebras de Amiidae que asignó al género *Melvius* sp., escamas de Lepisosteidae, huesos fragmentarios de tortugas de las familias Trionychidae y Adocidae, estos últimos probablemente representando al género *Adocus*, así como vértebras cervicales y otros fragmentos de cocodrilos Eusuchia (Figura 11).

Los restos de dinosaurios que son más abundantes corresponden a hadrosaurios y otros más escasos son de ceratópsidos, ornitomímidos y tiranosáuridos (Figura 12). Lucas *et al.* (1995) los reportaron de todas las formaciones de la columna Naco donde encontraron huesos fragmentarios y aislados, hasta otros más completos donde se identifican centros de vértebras, húmeros, fémur, dientes de tiranosáuridos, mientras que Duarte Bigurra (2019) los reportó también de la Formación Corral de Enmedio. De esta misma formación, Serrano-Brañas *et al.* (2014, 2017) reportaron ejemplares de dientes de terópodos pertenecientes a la Familia Tyrannosauridae. La Figura 12 ilustra algunos de

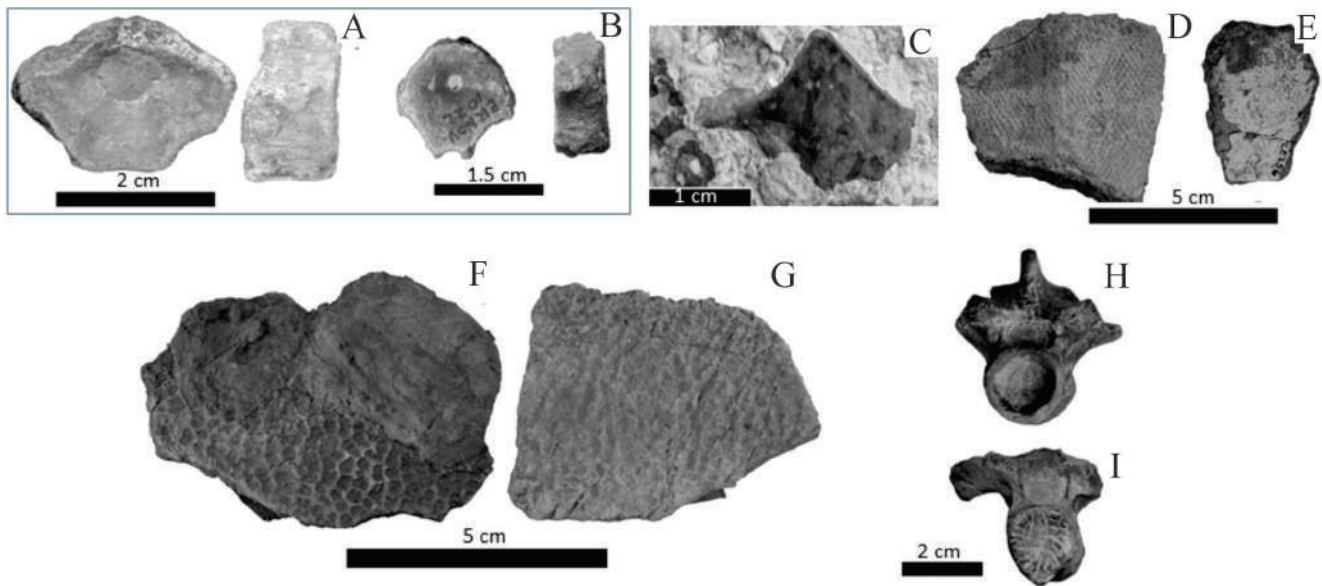


Figura 11. Huesos de peces, tortugas y cocodrilos de la Formación Corral de Enmedio. A-B) Vértex de pez identificado como *Melvius* sp.; ejemplares ERNOV-1023 y ERNO-1022, respectivamente. C) Escamas ganoideas de pez de la familia Lepisosteidae. D-E) Dos fragmentos de huesos de tortuga *Adocus*; ejemplares ERNO-8646 y ERNO-8630, respectivamente. F-G) Fragmentos de placas pleurales en vista dorsal, con el patrón de fosas y crestas típico de la familia Trionychidae; ejemplares ERNO-8591 y ERNO-8592, respectivamente. H-I) Vértices cervicales de cocodrilos Eusuchia; ejemplares ERNO-8642 y ERNO-8643, respectivamente. Figuras tomadas de Duarte Bigurra (2019).

estos ejemplares encontrados en la Formación Corral de Enmedio.

De calizas de la unidad 11 de la Formación Corral de Enmedio, Duarte Bigurra (2019) reportó los foraminíferos planctónicos *Pithonella* sp., *Hedbergella* sp., *Globigerinelloides bollii* y *Pithonella sphaerica* que fueron identificados por el Dr. Robert W. Scott (comunicación personal del 30 de octubre del 2017) y algas calcáreas de las familias Characeae y Porocharacea (Figura 13) que fueron identificadas por la Dra. Alba Vicente.

Los moluscos son abundantes, aunque poco diversos en niveles de calizas de las Formación Corral de Enmedio y también se tienen en la Formación Lutita Packard donde son menos abundantes (Figura 14). Lucas *et al.* (1995) reportaron las siguientes 12 taxa, incluyendo dos nuevas especies. Estos corresponden a los gasterópodos *Viviparus australis*, *Campeloma* aff. *C. vetula*, *Lioplacodes*? sp., *Physa* aff. *P. copei* y *Mesolanistes reesidei* y a los bivalvos *Plesielliptio sonoraensis*, *P. aff. P. brachyopisthus*, *P. sp. 1*, *P.?* sp. 2, *P. sp. 3*, *Unio?* *stantoni* y *Sphaerium* sp.

López-Higuera *et al.* (2008) identificaron una asociación mal conservada con baja diversidad constituida por esporas (*Cyathidites minor*), algas (*Chomotriletes fragilis*, *Ovoidites* sp.) y granos de polen de gimnospermas (predominio de *Classopollis* y en menor medida de *Araucariacites* sp., *Cycadopites* sp., *Inaperturopollenites* sp.) y angiospermas (*Retitricolpites* sp.).

En Noriega-Ruiz (2017) se reportan las siguientes especies fósiles de esporas y polen mal conservados a lo largo de toda la columna: a) algas: *Pediastrum* sp.; b) esporas:

Aequitriradites verrucosus Cookson y Dettmann 1961, *Apiculatisporites* sp., *Biretisporites potoniaei* Delcourt y Sprumont 1955, *Biretisporites* sp., *Cibotiumspora juncta* (Kara-Murza 1954) Singh 1983, *Cibotiumspora jurienensis* (Balme 1957) Filatoff 1975, *Cicatricosisporites* sp., *Cingultriletes* sp., *Cyathidites minor* Couper 1953, *Deltoidospora psilostoma* Rouse 1959, *Dictyophyllidites harrisii* Couper 1958, *Gleicheniidites senonicus* Ross, 1949, *Leptolepidites* sp., *Matonisporites* sp., *Stereisporites* sp.; c) polen de gimnospermas: *Alisporites* sp., *Araucariacites australis* Cookson 1947, *Classopollis* sp., *Cycadopites* sp., *Exesipollenites tumulus* Balme 1957, *Inaperturopollenites* sp., *Perinopollenites elatoides* Couper 1958, *Taxodiaceapollenites hiatus* (Potonié 1954) Kremp 1949, *Undulatisporites undulapulus* Brenner 1963; d) polen de angiospermas: *Aquilapollenites* sp., *Arecipites tenuixinous* Leffingwell 1970, *Retimonocolpites* sp., *Tricolpopollenites* sp.

Por su contenido fósil y su litología, la Formación Corral de Enmedio ha sido interpretada como un depósito sedimentario que fue acumulado en ambientes lacustres y fluviales (González-León, 1994). Su fauna fósil que está representada por restos de dinosaurios, tortugas, cocodrilos, peces, gasterópodos y bivalvos se interpreta también de origen continental (Lucas *et al.*, 1995, Duarte Bigurra, 2019). Las lodolitas de la unidad 11, sin embargo, tienen intercalaciones de calizas micríticas con foraminíferos planctónicos y carofitas que indican un origen marino marginal. La capa lenticular de conglomerado en la unidad 11 se interpreta como el relleno de un canal fluvial que ingreso al ambiente

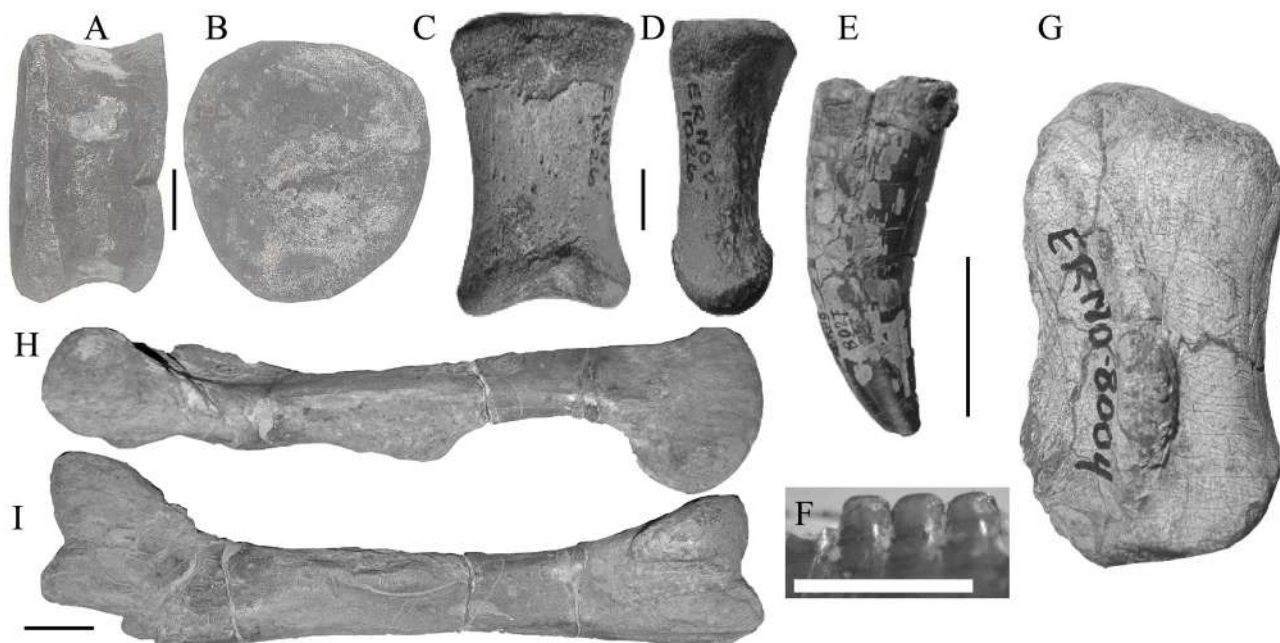


Figura 12. Restos fragmentarios de dinosaurios encontrados en la Formación Corral de Enmedio. A-B) Centro de vértebra de ceratópsido (ERNO-314), en vistas lateral (A) y posterior (B). C-D) falange I, posiblemente del dígito III (ERNOV-1026) de hadrosaurio. E-F) diente de tiranosáurido (ERNO-8027) y detalle de los denticulos (F). G) Vértebra caudal posiblemente de ornitomímido (ERNO-8004). H-I) Fémur izquierdo de hadrosaurio (ERNO-360) en vista media (H) y posterior (I). Escalas A, B, C, D y G corresponden con 1 cm; F corresponde con 2 mm; E, H e I corresponden con 5 cm. Imágenes A, B, H e I tomadas de Lucas y González-León (1996) y C-F tomadas de Duarte Bigurra (2019).

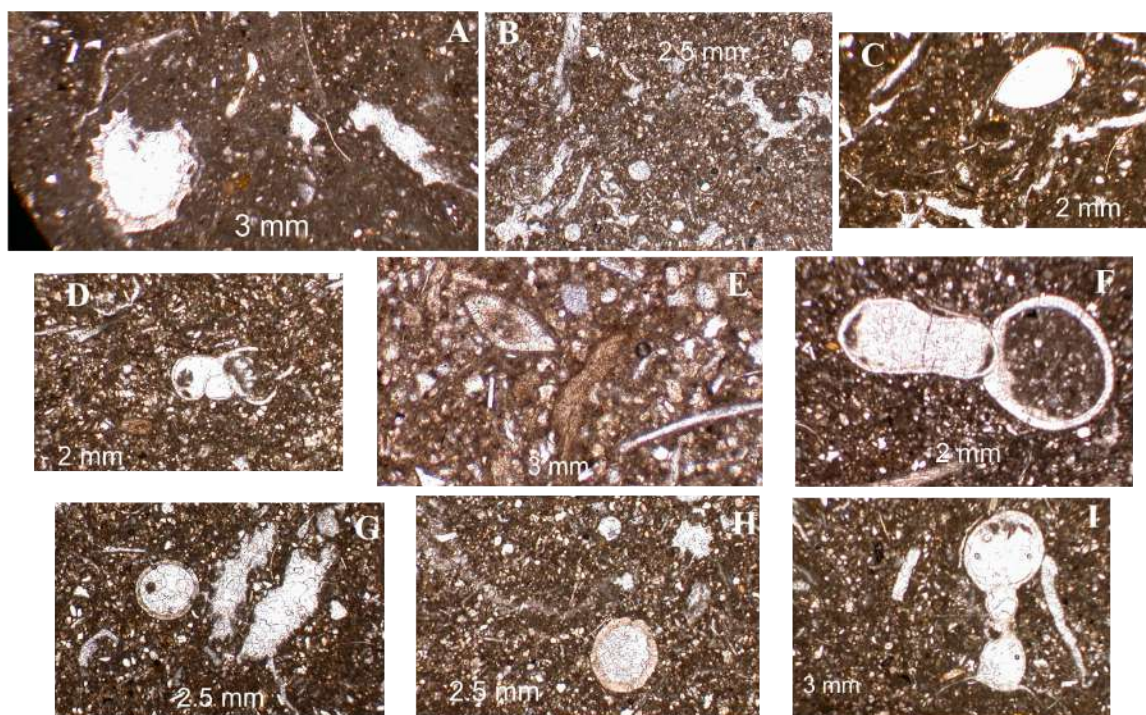


Figura 13. Microfósiles de las calizas de la unidad 11 de la Formación Corral de Enmedio. A) Alga calcárea de Characeae Agard, 1824. B) ?*Pithonella* sp. C) ostrácodo. D) foraminífero planctónico no identificado, con cámaras rotas, E) ostrácodos y conchas delgadas indeterminadas, F, I) foraminífero planctónico *Globigerinelloides bollii* Pessagno, 1967, G) *Pithonella sphaerica* Kaufmann, 1865, H) alga calcárea de Porocharacea Grambast, 1962. La longitud de cada microfotografía está indicada en milímetros dentro de cada una de ellas. Figuras tomadas de Duarte Bigurra (2019). Foraminíferos identificados por el Dr. Robert W. Scott y carofitas identificadas por la Dra. Alba Vicente (comunicación personal, 2018).

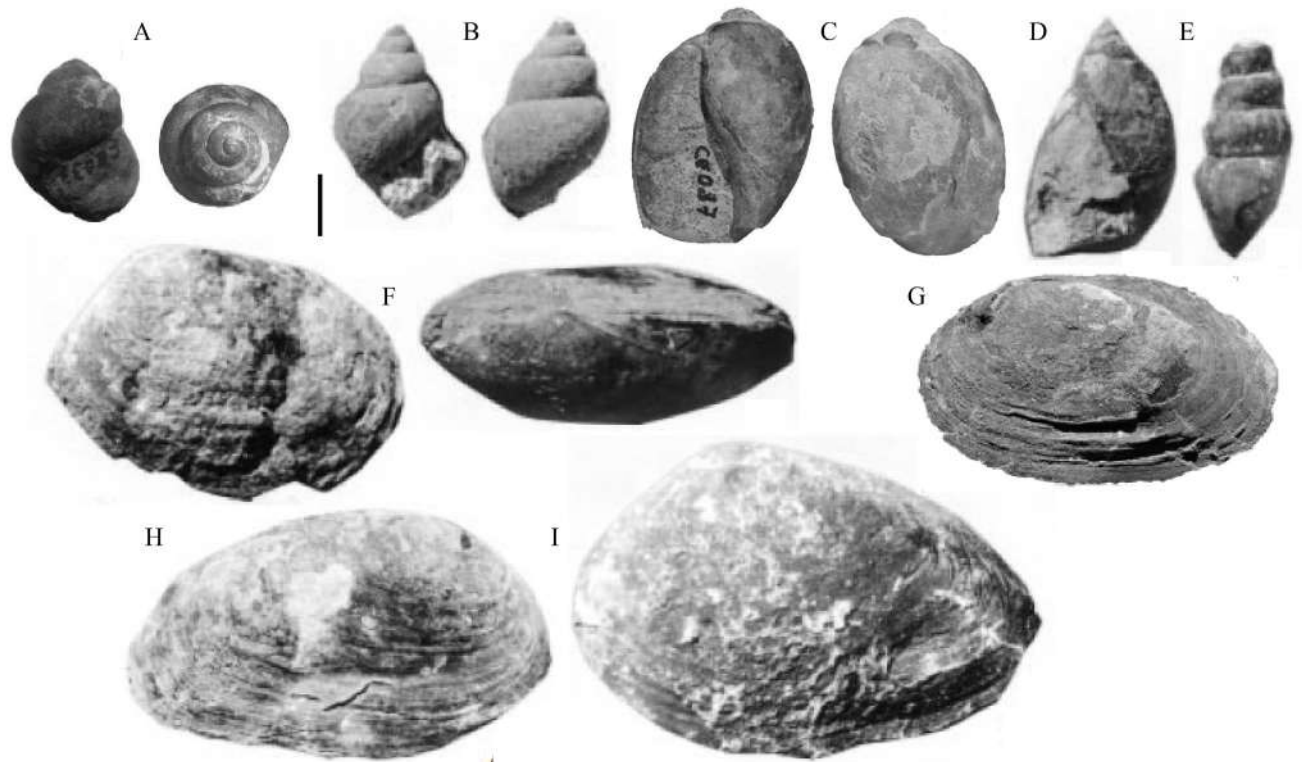


Figura 14. Moluscos del Grupo Cabullona. Gasterópodos: A) *Viviparus australis* Kues 1995 (ERNO-8658). B) *Campeloma* aff. *C. vetula* (Meek y Hayden) (IRGNM-15). C) *Mesolanistes reesidei* (Stanton). E) *Lioplacodes?* sp. (IRGNM-117). D) *Physa* cf. *P. copei* (IRGNM-118). Bivalvos: F) *Plesielliptio* aff. *P. brachyopisthus* (White) (IRGNM-90). G) *Plesielliptio* sp. (ERNO-8637). H) *Unio?* *stantoni* White, 1905 (IRGNM-94). I) *Plesielliptio sonoraensis* Kues, 1995 (IRGNM-78). Barra de escala 1 cm. Imágenes A, C y G tomadas de Duarte Bigurra (2019), imágenes B, D, E, F, H e I tomadas de Lucas *et al.* (1995).

marino donde se acumulaban sedimentos finos de dicha unidad. Los intraclastos de lodolita y de caliza de este conglomerado contienen los mismos microfósiles de las capas de calizas, sugiriendo que fueron arrancados por las corrientes fluviales de los márgenes del canal para ser redepositados en él. Los fragmentos de vertebrados, los nódulos pedogénicos y los clastos de rocas volcánicas que también contiene el conglomerado, sugieren que la corriente del canal atravesó la planicie fluvial para luego desembocar en un mar somero y costero.

De una muestra de una arenisca tobácea de la parte inferior de la Formación Corral de Enmedio se fecharon circones detríticos que dieron una edad U-Pb de ca. 72 Ma (límite Campaniano-Maastrichtiano) (González-León *et al.*, 2017), la cual se interpreta como la edad máxima de depósito de esta unidad.

2.4.2. Arenisca Camas

La Arenisca Camas consiste de areniscas, limolitas y lodolitas que se organizan en secuencias granodecrecientes con espesores de 3 a 18 m (Figura 4E). En la parte inferior de la formación, las areniscas forman cuerpos lenticulares de capas superpuestas, son de grano grueso a conglomeráticas finas y presentan estratificación cruzada. Las lodolitas/limolitas son masivas, tienen

intercalaciones de capas delgadas de areniscas finas, niveles localizados con nódulos calcáreos de origen pedogénico, rizolitos y bioturbación. Se tienen también capas ocasionales de lodolitas gris oscuro con abundantes restos finos de plantas y raramente se encuentran bivalvos y pelecípodos mal preservados. Esta formación tiene 620 m de espesor y se interpreta que fue depositada en ambientes de ríos.

Paleontología

Se encontraron restos fragmentarios de huesos de dinosaurios hadrosaurios (Lucas y González-León, 1996; Figura 15).

Almeida y Martínez (1982) identificaron las siguientes dos asociaciones de palinomorfos mal conservados las cuales asignaron a la Formación Snake Ridge de la terminología de Taliaferro (1933): a) Miembro inferior: *Cyathidites minor*, *Chomotriletes fragilis*; b) Miembro medio: *Steriosporites* sp., *Palambages* sp., *Sporopollis* sp., *Eucommiidites* sp., *Retitricolpites minutus*, *Cedripites* cf. *parvus*, *Araucariacites* sp., *Pityosporites elongatus*, *Monocolpopollenites* sp., *Botryococcus* sp. Estos mismos autores reportaron restos del dinosaurio *Trachodon mirabilis* en el miembro superior. Además, indicaron la presencia de *Stereisporites* cf. *S. antiquasporites*, *Circulina parva* y esporas trilete no identificadas de las muestras

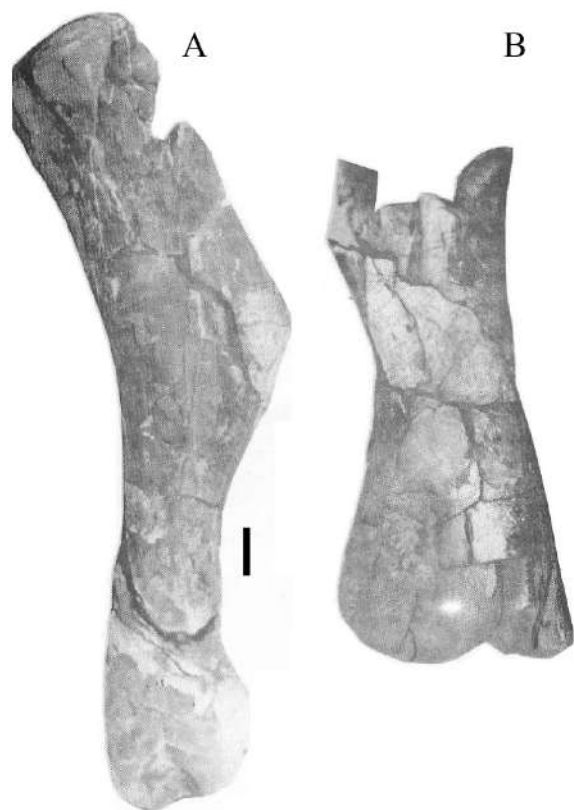


Figura 15. Restos fragmentarios de dinosaurios del Grupo Cabullona de la Arenisca Camas. A) Húmero izquierdo de hadrosaurio. B) Terminación final de un húmero izquierdo de hadrosaurio. Barra de escala 4 cm. Imágenes tomadas de Lucas y González-León, 1996.

estudiadas sin indicar la unidad a la cual pertenecen. Sin embargo, se considera que estos palinomorfos descritos corresponden con la Formación Arenisca Camas ya que el autor principal de esta guía de excursión los acompañó al campo durante el muestreo, a finales de los años 70's del siglo pasado, en un tiempo cuando la revisión estratigráfica del Grupo Cabullona (González-León y Lawton, 1995) no se había aún realizado. López-Higuera *et al.* (2008) indican que la Arenisca Camas es la unidad más rica y con mejor preservación de todas las descritas en el área de Naco con granos de polen (*Aquilapollenites*, *Azonia*, *?Cranwellia*, *Mancicorpus*, *Fibulapollis*), esporas y dinoquistes sugiriendo ambientes de lagunares a fluviales de edad Campaniana.

2.4.3. Lutita Packard

La Lutita Packard tiene un espesor de 1070 m y se divide en ocho miembros numerados que se interpreta representan la acumulación de dos ciclos complejos de depósitos lacustres y deltaicos superpuestos (González-León, 1994). Los miembros 1 al 4 representan al primer ciclo, y los miembros 5 a 8 representan al segundo; a continuación, se describe las características de los miembros del primer ciclo. El miembro inferior 1 está formado por

limolitas y lodolitas bioturbadas de colores café, amarillentos y rojizos claros que tienen intercalaciones de capas de areniscas bioturbadas, lenticulares y de grano fino, y capas de calizas delgadas con bivalvos y gasterópodos. El espesor de este miembro varía de 10 a 40 m y se interpreta que fue depositado en un ambiente lacustre marginal. El miembro 2 tiene un espesor de 92 m y sus 15 más inferiores los forman lutitas laminadas (Figura 4F) de colores gris oscuro que hacia la parte superior del miembro se le intercalan capas de limolitas y areniscas de grano fino que tienen estructuras de corriente en sus planos basales de estratificación. El ambiente de depósito de este miembro se interpreta como lacustre abierto con intercalaciones de turbiditas que están relacionadas a la construcción deltaica que representa el miembro 3 suprayacente. El miembro 3 es de 103 m de espesor y consiste de areniscas y de lodolitas y limolitas de color gris oscuro, masivas a laminadas y con abundantes fragmentos de plantas. En la parte inferior del miembro predominan las lodolitas y limolitas, mientras que en su parte superior predominan las capas de arenisca que son de grano medio a grueso, lenticulares, con bases erosivas y estratificación cruzada y convoluta. Su ambiente de depósito se interpreta como un complejo de frente deltaico fluvial. El miembro 4 tiene 160 m de espesor y en su parte inferior consiste de lodolitas y limolitas masivas a laminadas de color gris oscuro, con intercalaciones de areniscas lenticulares de grano fino a medio y de calizas arenosas con gasterópodos. En la parte superior de este miembro los cuerpos de areniscas son de hasta 6 m de grueso, de grano medio a grueso, con estratificación cruzada y convoluta y forman ciclos granodecrecientes al estar sobreyacidas por niveles de hasta 27 m de lodolitas/limolitas masivas, bioturbadas, de colores verdes a café amarillento donde se intercalan capas lenticulares de caliza arcillosa con gasterópodos, bivalvos y carofitas. Su ambiente de depósito se interpreta como planicie deltaica cortada por canales distributarios. El miembro 5 de la Lutita Packard tiene un espesor de 68 m y consiste de limolitas y lodolitas bioturbadas a localmente laminadas, de colores verdes y café con abundantes fragmentos finos de plantas y con algunas intercalaciones de calizas delgadas con gasterópodos y pelecípodos. Este miembro se interpreta como un depósito lacustre marginal que siguió al ahogamiento del delta del primer ciclo, debido a una expansión, o transgresión lacustre cuyos depósitos más profundos están representados por las lutitas laminadas de color gris oscuro que forman la parte inferior del miembro 6.

Paleontología

De la formación Lutita Packard se han identificado esca-mas de Lepisosteidae, carapachos de Trionychidae y un fragmento de mandíbula de lagartija con dientes (Lucas *et al.*, 1995; Lucas y González-León, 1996) (Figura 16B-C). Varios ejemplares de dientes de terópodos pertenecientes a la Familia Tyrannosauridae han sido reportados por

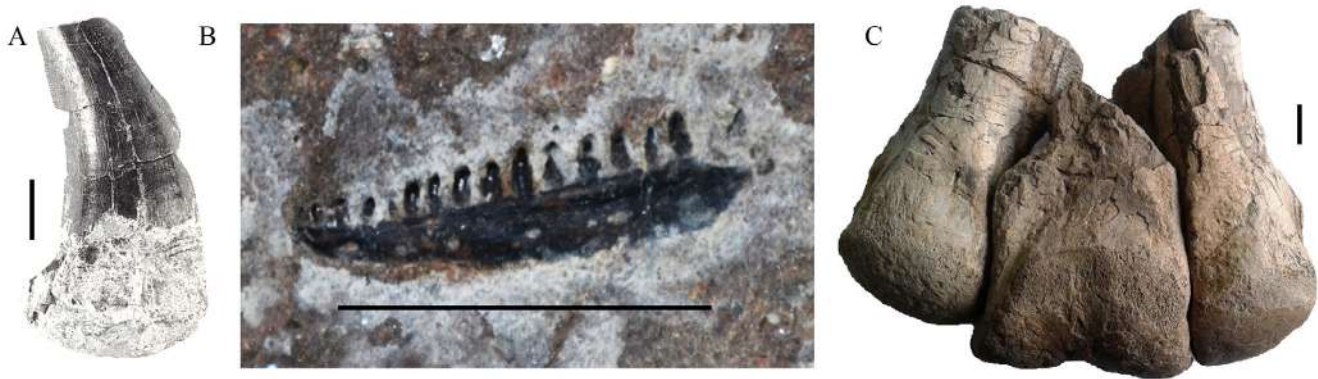


Figura 16. Restos fragmentarios de dinosaurios de la Lutita Packard del Grupo Cabullona. A) Diente incompleto de Tyrannosauridae (tomado de Lucas y González-León, 1996). B) Fragmento dentario derecho de una lagartija asignado a *Chamops segnis* (IRGNM-205) (reportado en Lucas *et al.*, 1995). C) Vista dorsal de un conjunto de metatarsos articulados del ornitomímido *Tototlmimus packardensis* (ERNO 8553; reportados en Serrano-Brañas *et al.*, 2016). Barra de las escalas equivalen a 1 cm.

Lucas *et al.* (1995) (Figura 16A) y por Serrano-Brañas *et al.* (2014, 2017). Asimismo, Serrano-Brañas *et al.* (2016) describieron un esqueleto parcial de ornitomímido que asignaron al nuevo género y especie *Tototlmimus packardensis* (Figura 16C).

López-Higuera *et al.* (2008) describieron una palinofacies constituida por materia orgánica amorfa y fitoclastos fundamentalmente con una asociación palinológica mal preservada con poca diversidad de granos de polen bisacados indeterminados.

2.4.4. Formación Lomas Coloradas

La Formación Lomas Coloradas (*Upper Red Beds* de Taliaferro, 1933) sobreyace de forma transicional al miembro 8 de la formación Lutita Packard y está cubierta discordantemente por riolitas de edad Eoceno (*Rhyolite tuff* de Taliaferro, 1933; Lucas *et al.*, 1995). Aflora con un espesor de 700 m y consiste de areniscas, limolitas y lodolitas que se organizan en una superposición de ciclos granodecrecientes, interpretados como de origen fluvial. Las areniscas forman cuerpos lenticulares de hasta 15 m de grueso, tienen superficies de reactivación interna y varían de grano grueso a conglomeráticas con estratificación cruzada de gran escala a areniscas de grano fino con estratificación de rizaduras de corriente; también presentan estratificación convoluta. Las limolitas/lodolitas son masivas a localmente laminadas, con algo de bioturbación, de colores gris rojizo, café rojizo, naranja y amarillento y tienen intercalaciones de capas delgadas de arenisca de grano fino bioturbadas. Dentro de las lodolitas son comunes los nódulos carbonatados de origen pedogénico y en algunos otros niveles se encontraron gasterópodos y ostrácodos. Esta formación contiene huesos de dinosaurios y madera fósil. Una arenisca tobácea de la parte superior de la Formación Lomas Coloradas dio una edad (U-Pb en circones) máxima de depósito de 72.5 Ma. *Paleontología*

Lucas y González-León (1996) y Lucas *et al.* (1995) identificaron centros de vértebras de cocodrilos Eusuchia,

una vértebra de hadrosaurio (Figuras 17A y 17B), dos vértebras de la Familia Ceratopsidae y un diente de terópodos pertenecientes a la Familia Tyrannosauridae (Figura 17C). Serrano-Brañas *et al.* (2014, 2017) estudiaron exhaustivamente varios ejemplares de dientes de terópodos de la Familia Tyrannosauridae de la Formación Lomas Coloradas.

2.5. Columna Esqueda

La sucesión estratigráfica que aflora en la localidad de Esqueda es la más joven del Grupo Cabullona y tiene un espesor incompleto de 790 m ya que su base no aflora y su cima está cubierta por rocas volcánicas del Terciario. Un fechamiento (U-Pb en circones) de una muestra de un derrame riolítico de la parte inferior de esta secuencia dio una edad de 70.6 ± 0.5 Ma, mientras que otro de la parte superior dio edad de 69.8 ± 0.7 Ma por lo que su edad se considera entre ~71 y 69 Ma. Esta secuencia está compuesta por capas y niveles de lodolitas y limolitas tobáceas, capas de areniscas, capas delgadas a medianas de calizas arcillosas, niveles de tobas de ceniza volcánica, y en menor proporción se encuentran capas de riolitas. Es común que las rocas en la columna de Esqueda tengan fragmentos e impresiones de plantas (principalmente de gimnospermas) y en algunos niveles se tienen rizaduras de oleaje y de corrientes, estratificación convoluta, grietas de desecación, estromatolitos laminados y dómicos, tapetes algales (Figura 18), y rastros y huellas de dinosaurios que fueron estudiadas por Servín Pichardo (2013).

2.5.1. Paleontología

En la secuencia estratigráfica de Esqueda se han encontrado rastros y huellas aisladas de dinosaurios, y éstas han sido reportadas y estudiadas por Servín Pichardo (2013). Dicho autor reportó un total de 35 dinosauriinitas de localidades *in situ*, así como ejemplares ubicados en colecciones privadas. Los grupos taxonómicos

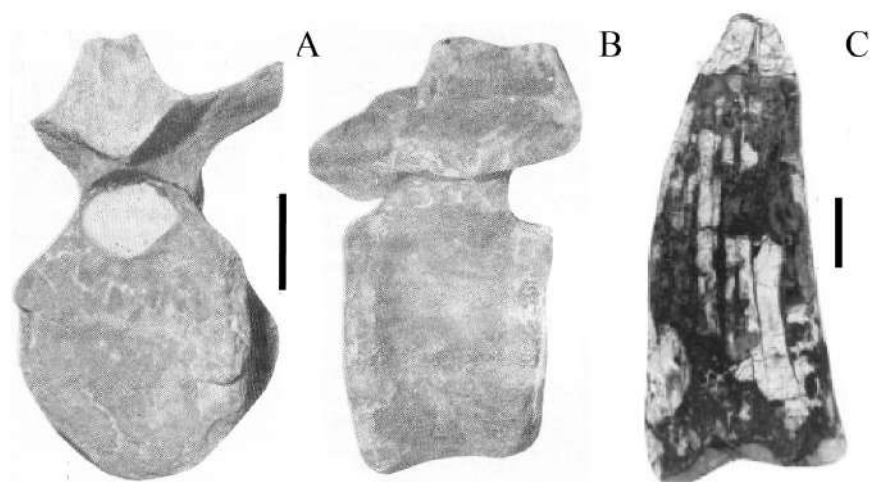


Figura 17. Restos fragmentarios de dinosaurios de la Formación Lomas Coloradas del Grupo Cabullona. A) Vista lateral y B) vista posterior de una vértebra dorsal de hadrosaurio (IRGNM-215), escala 4 cm. C) Diente de cf. *Albertosaurus* (IRGNM-210), escala 1 cm (imágenes tomadas de Lucas y González-León, 1996).

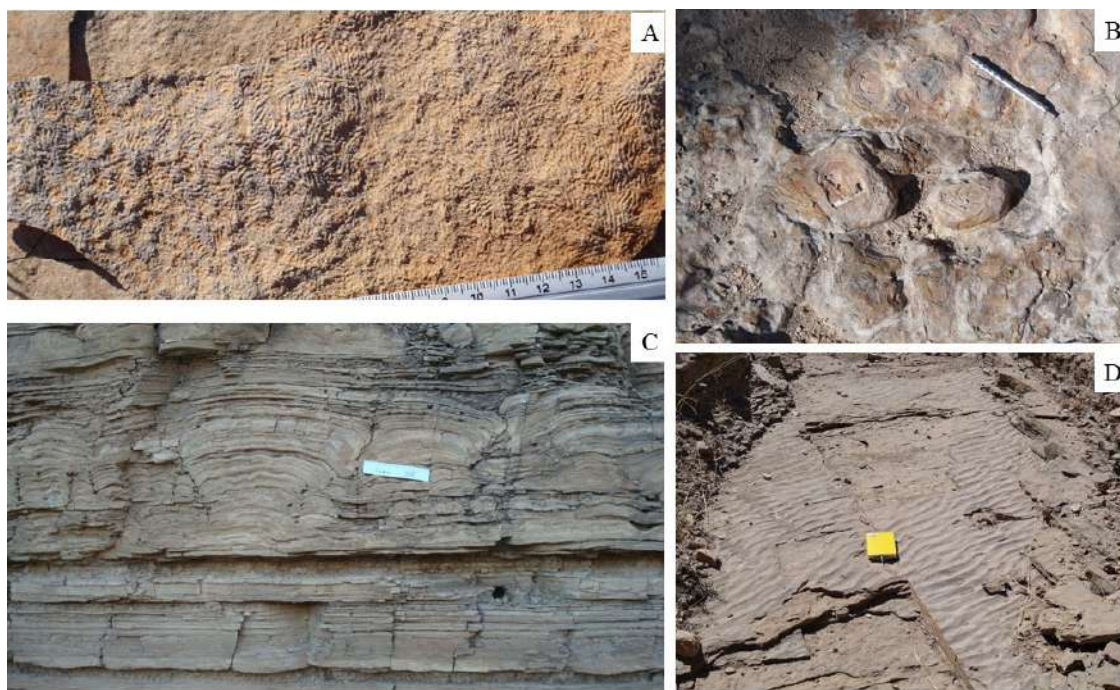


Figura 18. Algunas estructuras sedimentarias del Grupo Cabullona en la columna de Esqueda. A) Tapete algal de la parte superior de la columna. B) Estromatolitos dómicos, C) Estromatolitos dómicos y laminares y D) Rizaduras de oleaje en arenisca de grano fino de la parte media de la secuencia.

representados por estas icnitas, donde se incluyen tres rastros, corresponden a Theropoda indet., Ornithomimidae, Tyrannosauridae, Troodontidae, Dromaeosauridae, Titanosauria y Hadrosauridae, haciendo de esta una de las faunas de dinosaurios más diversas de México. La Figura 19 muestra algunas de los ejemplares reportados por Servín Pichardo (2013). La Figura 20 muestra fotografías de los rastros 2 y 3 tomadas días después de su descubrimiento por ejidatarios del poblado de Esqueda y a un lado de ellas se presenta la

interpretación realizada por Servín Pichardo (2013). Igualmente, la Figura 21 muestra dos rastros de icnitas de hadrosaurios de la localidad conocida como Ojo de Agua, o Rastro 2, que fueron descubiertos posteriormente al trabajo de Servín Pichardo y no han sido estudiadas.

En capas de calizas de la secuencia de Esqueda se han encontrado también impresiones y permineralizaciones de plantas, especialmente de pináceas del género fósil *Pinus* del cual se han identificado dos nuevas

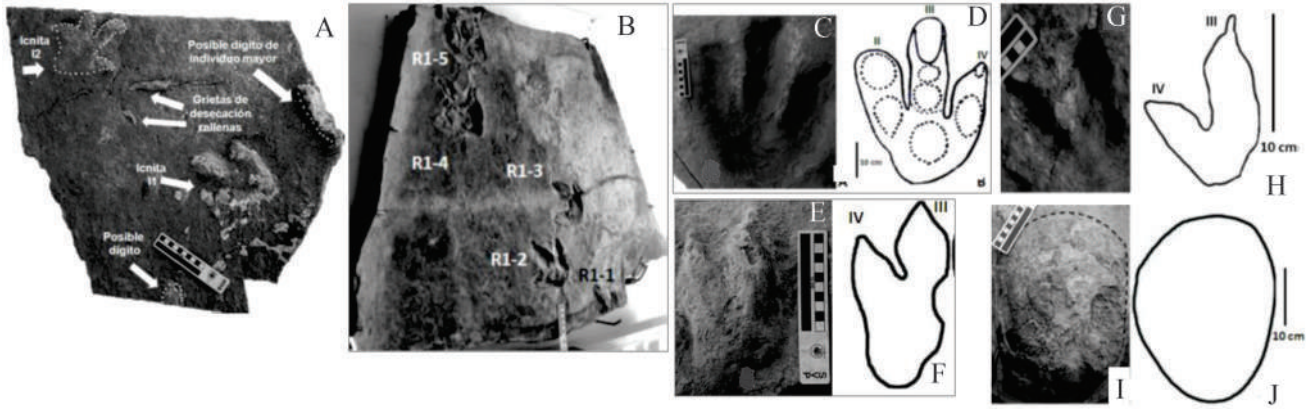


Figura 19. A) Laja mostrando icnitas I1 e I2 de terópodo indeterminado otras icnitas incompletas en un sustrato de lodolita con grietas de desecación. B) Laja con rastro R1 de ornitomímido en un sustrato de lodolita tobácea. Esta laja está en exhibición en la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología UNAM en Hermosillo. C) Fotografía de icnita I3 de tiranosaurio grande con D) diagrama interpretativo de su morfología indicando posibles cojinetes con líneas punteadas. E) Icnita I5 de Dromaeosauridae y F) esquema interpretativo de su morfología. G) Fotografía de icnita I4 de Troodontidae y H) Diagrama interpretativo de su morfología. I) Fotografía de la laja que contiene a la icnita I7 que se interpreta fue producida por un saurópodo de edad joven; J) Esquema interpretativo de su morfotipo. Escalas en centímetros. Imágenes e interpretaciones tomadas de Servín Pichardo, 2013.

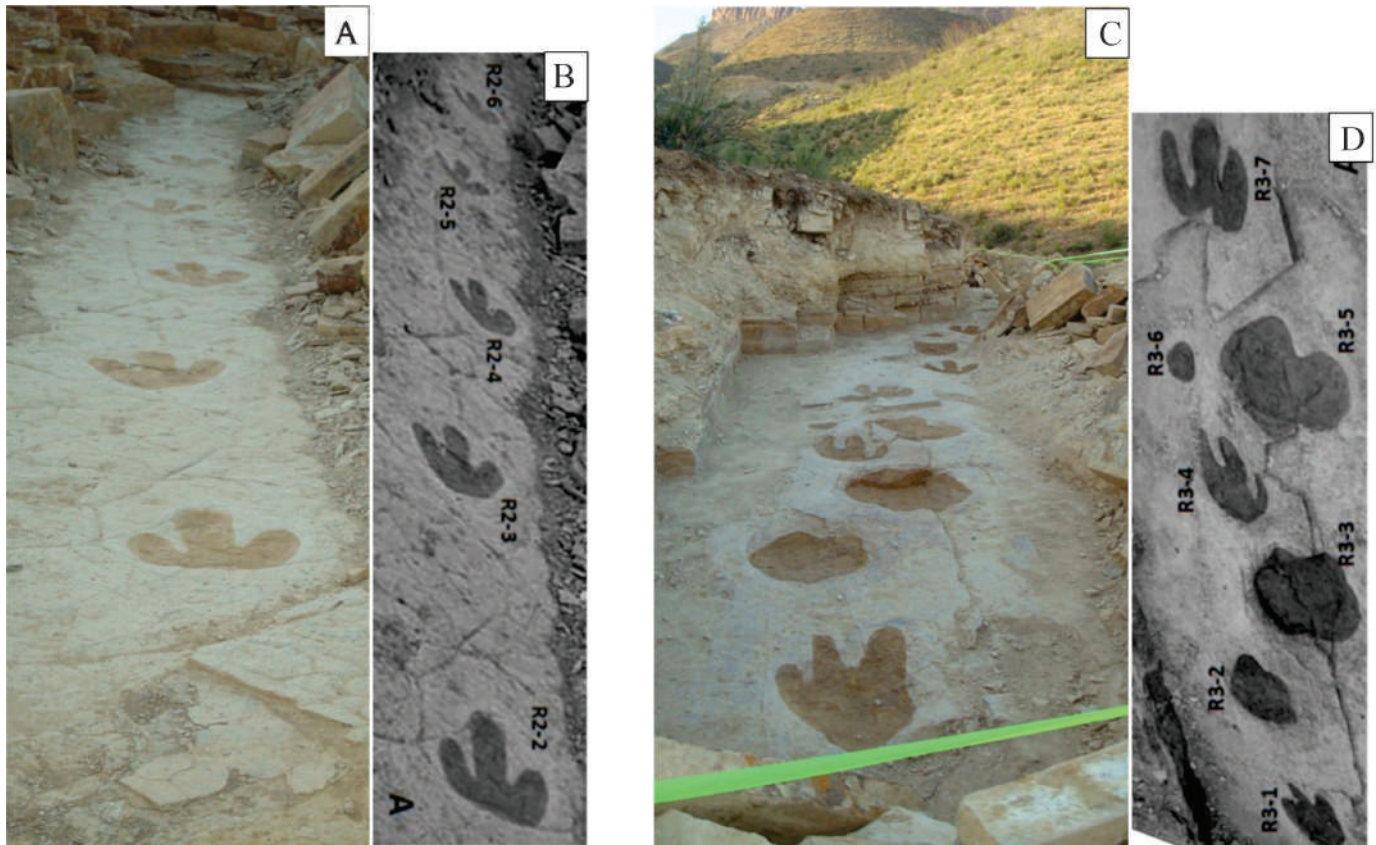


Figura 20. Rastros de dos individuos de hadrosaurios, encontrados sobre lodolitas con grietas de desecación en el sitio conocido como Sendero 1 (o Carro Quebrado), de la secuencia de Esqueda. A y C muestran fotografías tomadas pocos días después de su descubrimiento por ejidatarios de Esqueda y B y D son imágenes de los rastros con las huellas resaltadas y clasificadas por Servín Pichardo (2013). De acuerdo a la descripción de Servín Pichardo, el Rastro 2 (en A-B) presenta 8 icnitas podiales consecutivas (5 derechas y 3 izquierdas) pertenecientes a un mismo individuo bípedo. El Rastro 3 (C-D), está compuesto por 14 icnitas consecutivas de un mismo individuo: 6 podiales derechas, 5 podiales izquierdas y 3 manuales izquierdas. El rastro 2 está actualmente protegido y techado, pero en pobre estado de preservación. El Rastro 3 ha desaparecido por erosión y actividad humana.

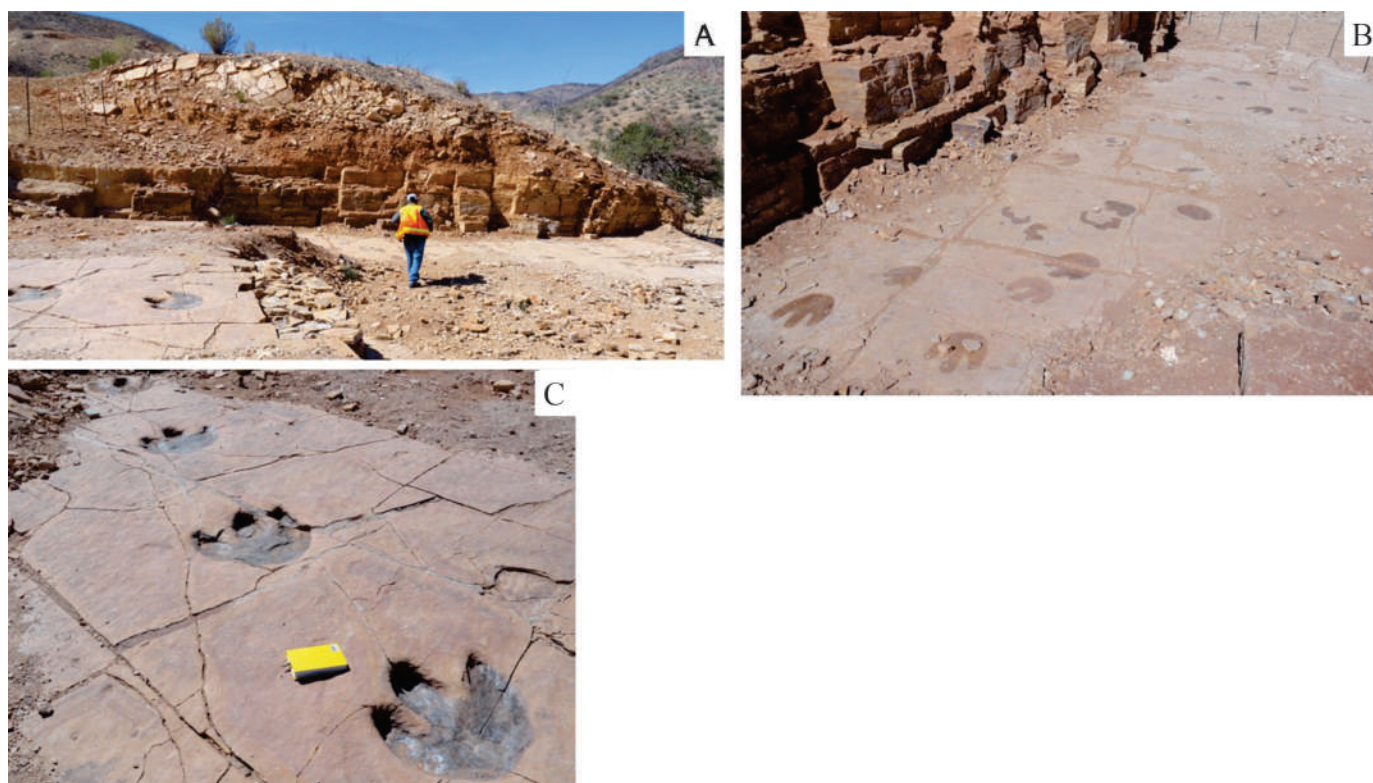


Figura 21. A) Dos rastros de icnitas de hadrosaurios en la localidad conocida como Ojo de Agua, o Sendero 2 que fueron descubiertos posteriormente al trabajo de Servín Pichardo (2013). El rastro que se muestra con más detalle en B), se localiza en un nivel estratigráfico ubicado a 70 cm por debajo del rastro que se muestra en C). El primer rastro ya no se preserva.

especies, *Pinus enochii* y *Pinus uxui* (Huerta-Vergara y Cevallos-Ferriz, 2018) (Figuras 22A, 22B y 22C). Desde la base de la columna hasta los niveles donde están las huellas dinosaurios se observa un registro de granos de polen y esporas, predominando los granos de polen de angiospermas (Villanueva-Amadoz *et al.*, 2013) (Figuras 22.1–22.11).

3. Edad del Grupo Cabullona

La secuencia sedimentaria que compone al Grupo Cabullona tiene una edad que va de principios del Campaniano al Maastrichtiano temprano, de acuerdo con fechamientos U-Pb que se han realizado en circones separados de muestras de rocas volcánicas que se intercalan en algunas de sus columnas estudiadas (González-León *et al.*, 2017). Sin embargo y dado que la base y cima del grupo no son conocidas, la edad más antigua y más joven de la Cuenca Cabullona tampoco se ha precisado. La edad de 81.9 ± 0.7 Ma obtenida de una riolita de la secuencia del Rancho Los Atolillos es la más antigua conocida para el grupo y para la cuenca, mientras que la edad de 69.8 ± 0.7 Ma obtenida de una riolita de la parte superior de la columna Esqueda es la más joven. Otras secciones estratigráficas del Grupo Cabullona que han

sido fechadas (González-León *et al.*, 2017) dentro de la cuenca, como la Cuauhtémoc, Ruíz Cortines y San Joaquín tienen edades de 75, 74 y 70 Ma, respectivamente. A pesar del variado contenido paleontológico del Grupo Cabullona, los pocos fósiles que han sido identificados a nivel de especie y que tienen valor bioestratigráfico provienen de las columnas Naco y Esqueda. La asociación de palinomorfos reportados de la Arenisca Camas del área de Naco por López-Higuera *et al.* (2008) y de la columna estratigráfica de Esqueda por Villanueva-Amadoz *et al.* (2014), sugieren una edad del Campaniano tardío al Maastrichtiano tardío. Del mismo modo, el reptil teíido *Champos segnis* de la Lutita Packard tiene un rango de edad del Campaniano tardío al Maastrichtiano tardío (Lucas *et al.*, 1995), mientras que los foraminíferos *Hedbergella* sp. y *Pithonella sphaerica* de la Formación Corral de Enmedio tienen un amplio rango de edad cretácica, aunque *Globigerinelloides bollii* está restringido del Coniaciano al Maastrichtiano.

4. Paleogeografía

La Cuenca Cabullona empezó a formarse hace aproximadamente 83 Ma, justo al tiempo que en Sonora empezaban a incrementarse un evento de volcanismo

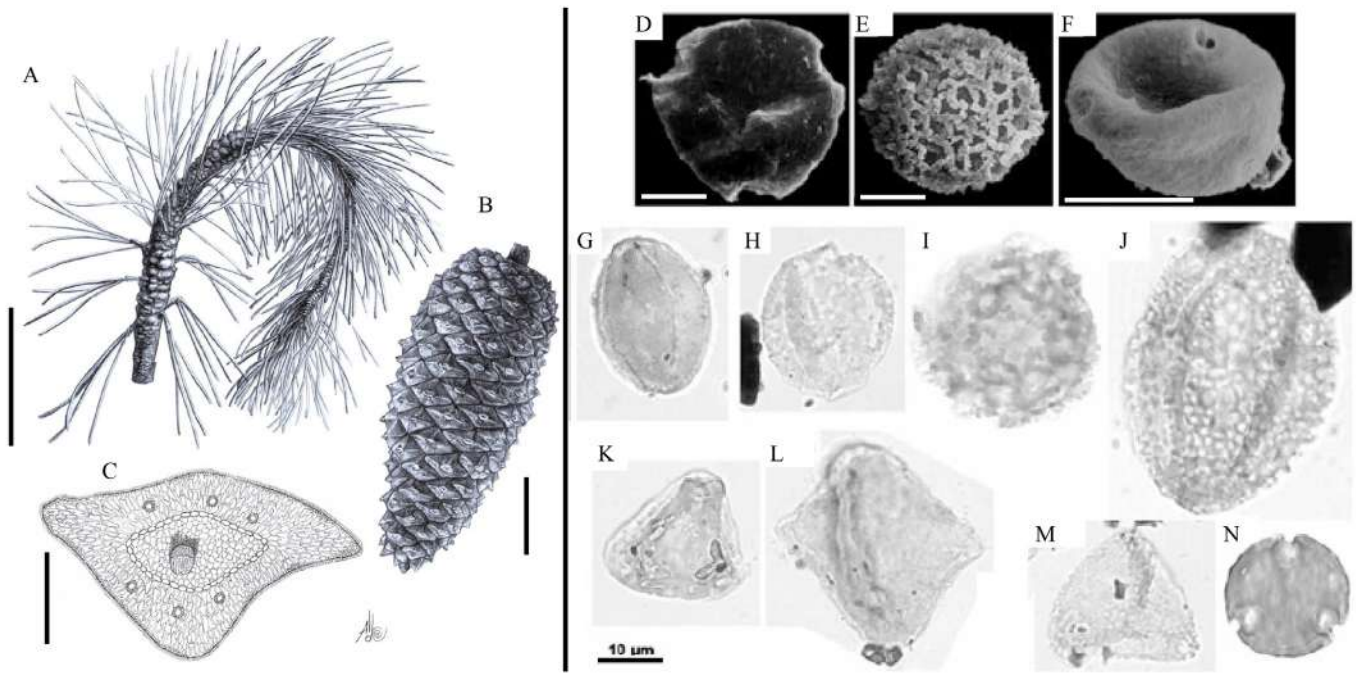


Figura 22. A-C.- Reconstrucciones de *Pinus enochii* y *P. uxui* de la columna de Esqueda realizadas por Aldo Domínguez de la Torre (tomado de Huerta-Vergara y Cevallos-Ferriz, 2018). A.- Rama frondosa de *P. enochii*, escala = 1 cm. B.- Cono con semillas de *P. uxui*, escala = 1 cm. C.- Diagrama de *P. enochii*, escala = 0.1 cm. D-N.- Registro palinológico del depósito de la columna de Esqueda. D: *Momipites* sp.; E, J: *Erdtmanipollis* sp.; F: *Triporopollenites plektosus*; G: *Fraxinopollenites variabilis*; H: *Rousea* sp.; I: *Striatopollenites paranea*; K: *Alnipollenites trina*; L: *Aquilapollenites* sp.; M: *Tschudypollis retusus*; N: cf. *Libopollis* sp. Escala imágenes 1-11 = 10 μm (tomado de Villanueva-Amadoz *et al.*, 2014).

y de deformación tectónica regional que había empezado hace cerca de 90 Ma, a principios del Cretácico Tardío. Este evento volcánico se extendió por la margen occidental de México, desde el Arizona y hasta el sur de México, y en Sonora empezó a desarrollarse en la región costera y gradualmente fue migrando hacia el oriente, dentro del continente, hasta llegar a Chihuahua. El evento volcánico concluyó hace cerca de 50 Ma, durante el Eoceno, mientras que el evento de deformación culminó un poco antes de esa Época.

Al mismo tiempo que en la mayor parte de Sonora ocurría el volcanismo del Cretácico Tardío, en la región cercana de Chihuahua se tenían las costas de un mar somero que se extendía desde el Golfo de México hasta el Océano Ártico, atravesando el continente Norteamericano. Dicho mar, conocido con el nombre de Mar Interior Occidental (*Western Interior Seaway*), se había formado desde hace ~105 Ma y dividió a Norte América en dos grandes provincias continentales llamadas Apalachia al oriente, y Laramidia al occidente (Figura 23). El Mar Interior Occidental fue gradualmente reduciéndose en tamaño hasta perder su conexión intracontinental hace casi 72 Ma. De esta manera, durante su desarrollo, entre 83 y 69 Ma, la cuenca Cabullona se situó sobre Laramidia y en una región cercana a la amplia planicie costera del Mar Interior Occidental en el occidente de Chihuahua. Una incursión de ese mar que alcanzó a la cuenca Cabullona hace casi 73-72 Ma, dejó su registro en los microfósiles de la

unidad 11 de la Formación Corral de Enmedio antes de retirarse de forma rápida.

Durante el Período Cretácico, que abarcó desde 145 a 66 Ma, el clima terrestre era más cálido y húmedo que el actual y las regiones polares, en vez de estar cubiertas por hielo como lo están actualmente, estaban cubiertas por bosques donde vivían dinosaurios. La Cuenca Cabullona se formó y evolucionó a finales del Período Cretácico (entre 83 y 69 Ma) y los sedimentos que en ella se acumularon sabemos que fueron depositados en ambientes de grandes ríos y lagos, lo cual concuerda en que se trataba de una región donde existía abundante agua y lluvias. Del mismo modo, los fósiles que se han encontrado en las rocas del Grupo Cabullona son por lo general representativos de animales y plantas que solo pudieron vivir en una región tropical, con abundante vegetación y agua. Entre los fósiles de dinosaurios encontrados se tiene una importante diversidad de ellos, que incluyen a los vegetarianos como los hadrosaurios, ceratópsidos y titanosaurios y a los carnívoros como los tiranosaurios y los ornitomímidos, siendo los primeros que servían de alimentos para los segundos.

Los fósiles de peces, cocodrilos y tortugas que son comunes en las rocas del Grupo Cabullona indican también que la región debió haber tenido condiciones climáticas de tipo tropical y abundante agua para poder soportar la vida de estos organismos. La presencia de carofitas (*Lychnothamnus tenuis*) junto con bivalvos y gasterópodos en

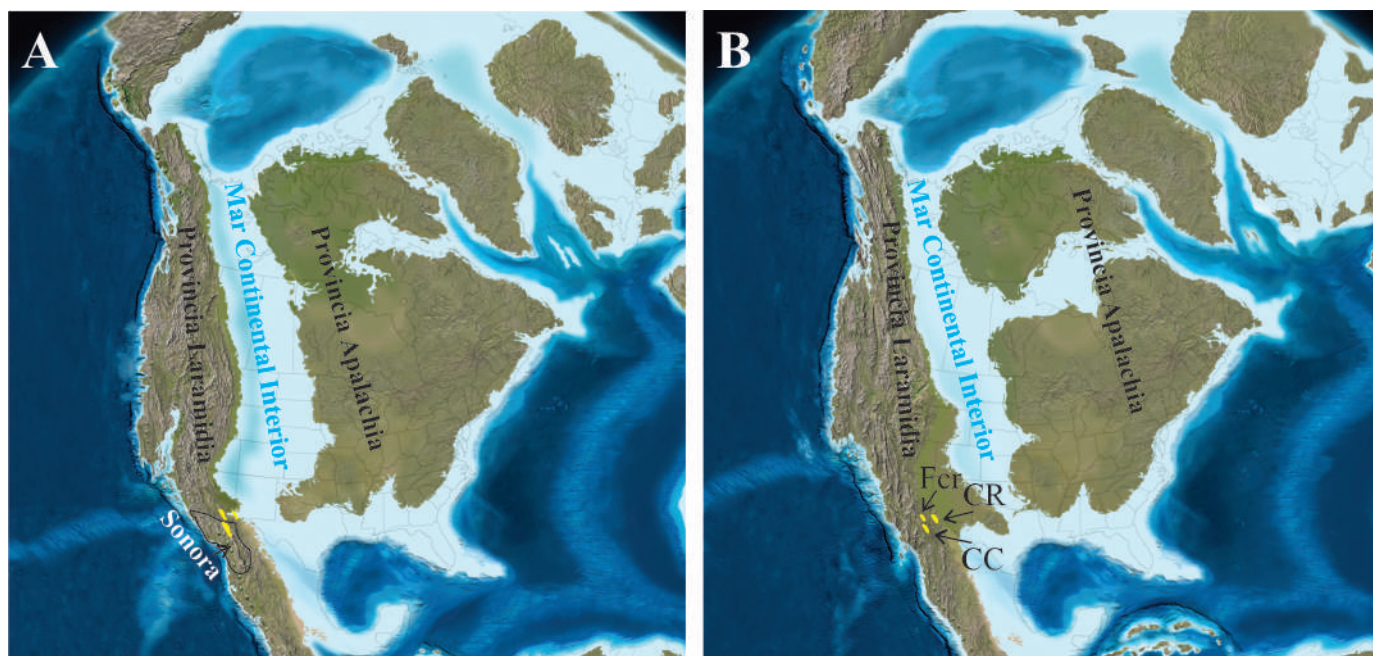


Figura 23. Interpretación de la paleogeografía de Norteamérica en el Cretácico Tardío, durante el desarrollo de la Cuenca Cabullona de acuerdo a mapas tomados de Blakey, (©2014 Colorado Plateau Geosystems Inc.). El Mar Interior Occidental dividía a Norteamérica en las provincias Apalachia y Laramidia. En A) se muestra la paleogeografía de hace 85 Ma con la ubicación aproximada del estado de Sonora y en B) se muestra la paleogeografía de hace 75 Ma, indicando la posición de la Cuenca Cabullona (CC) y las cuencas vecinas contemporáneas de Fort Crittenden (Hayes, 1987; McCord *et al.*, 2001) (Fcr) en el sur de Arizona y Ringbone (Basabivazo, 2000) (CR) en el suroeste de Nuevo México.

algunas de las localidades estudiadas indica igualmente la existencia de ambientes lacustres, mientras que la presencia de grandes troncos de cupresáceas (*Cupressinoxylon manuelii*) en cuerpos de areniscas fluviales de la secuencia de Fronteras (Ríos-Santos *et al.*, 2020) indica la existencia de canales de ríos con abundante agua en avenidas ocasionales. La macroflora paraautóctona registrada en la secuencia de Esqueda indica una gran abundancia de coníferas del género fósil *Pinus* que incluso se presentan permineralizadas (Huerta-Vergara y Cevallos-Ferriz, 2018), lo cual contrasta con la abundancia y diversidad de granos de polen de angiosperma observado en la microflora (Villanueva-Amadoz *et al.*, 2014). La edad de 77 Ma obtenida para las rocas de la columna de Fronteras, y la de 73–72 Ma para las de Naco, indica que los dinosaurios encontrados en la primera localidad vivieron ~4 millones de años antes que los de Naco. Del mismo modo, la edad más joven obtenida para las rocas de la columna estratigráfica de Esqueda, que es de 69 Ma, indica que las icnitas que en ella se encuentran pertenecieron a una fauna de los últimos dinosaurios que existieron, dado que ese grupo se extinguió a los ~66 Ma.

Agradecimientos

Agradecemos mucho la colaboración del Sr. Heriberto López Guerrero, Presidente del Ejido Naco y a

los ejidatarios del mismo, por permitarnos llevar la excursión dentro de sus propiedades, al igual que al Sr. Lorenzo (Tito) Gallegos Morales por darnos el permiso de entrar a su rancho y realizar el caminamiento dentro del mismo Ejido. De la misma manera agradecemos a las autoridades del H. Ayuntamiento de Fronteras por las facilidades que nos han otorgado para visitar los museos municipales, especialmente a la Ing. Ana Rosa Peñuelas Martínez, Directora de Turismo, Cultura y Deportes, al Sr. Enrique Trujillo Chávez, Encargado del Museo Paleontológico, a la Profesora Claudia Hernández Hernández y a Luis Francisco López Alday del Ejido Esqueda por toda su ayuda y atenciones que nos brindaron durante la excursión. Agradecemos las revisiones y valiosas observaciones de los dos revisores del trabajo.

Referencias

- Almeida, L. & Martínez-Hernández, E. (1982). Estudio palinológico preliminar del Cretácico Superior de la Cuenca Cabullona, Sonora, México (resumen). En: *III Congreso de Paleobotánica y Palinología*. Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH), México, 213–227.
- Anderson, T.H. & Silver, L.T. (2005). The Mojave-Sonora megashear-field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis. *Geological Society of America Special Paper*, 393, 1–50. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.1>

- Basabiltvazo, G.T. (2000). The Upper Cretaceous Ringbone Formation, Little Hatchet Mountains, southwestern New México. *New México Geological Society*, 203–210.
- Duarte Bigurra, R. (2013). *Descripción de dos esqueletos parciales de Hadrosauridae (Dinosauria: Ornithischia) del Cretácico Superior de la región de Fronteras, Sonora, México*. Universidad de Sonora, División de Ciencias Biológicas y de la Salud, tesis de licenciatura, 97 pp.
- Duarte Bigurra, R. (2019). *Estratigrafía y tafonomía de la Formación Corral de En medio, Grupo Cabullona, noreste de Sonora, México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 119 pp.
- González-León, C.M. (1994). *Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona Basin, northeastern Sonora, Mexico*. Tucson, Arizona, The University of Arizona, tesis de doctorado, 143 p.
- González-León, C.M. & Lawton, T.F. (1995). Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona basin, northeastern Sonora. *Geological Society of America Special Paper*, 301, 121–142.
- González-León, C.M., Solari, L.A. & Madhavaraju, J. (2017). Stratigraphy, geochronology and regional tectonic setting of the Late Cretaceous (ca. 82–70 Ma) Cabullona basin, Sonora, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 494–511.
- Hayes, M.J. (1987). Depositional history of Upper Cretaceous Fort Crittenden Formation in southeastern Arizona. *Arizona Geological Society Digest*, 18, 315–325.
- Huerta-Vergara, A.R. & Cevallos-Ferriz, S.R.S. (2018). Vegetative and reproductive organs of late cretaceous *Pinus* spp. from Esqueda, Sonora, Mexico. *Review of Palaeobotany & Palynology*, 259, 134–141.
- Kaufmann, F.J. (1865). Polythalamien des Seewerkalkes. En: Heer, O. (Ed.), *Die Urwelt der Schweiz*. Schulthess, Zurich, 194–199.
- López-Higuera, A., Martínez-Hernández, E. & González-León, C.M. (2008). Upper Cretaceous Pollen from the Cabullona Basin, Northeastern Sonora, México - preliminary results. En: *12th International Palynological Congress, 8th International Organisation of Paleobotany Conference: Terra Nostra*, Bonn, Alemania, 172 pp.
- Lucas, S.G. & González-León, C.M. (1996). Dinosaurios del Cretácico Tardío del Grupo Cabullona, Sonora. *Geología del Noroeste*, 1 (2), 20–25.
- Lucas, S.G., Kues, B.S. & González-León, C.M. (1995). Paleontology of the Upper Cretaceous Cabullona Group, northeastern Sonora. *Geological Society of America Special Paper*, 301, 143–165.
- McCord R.D., Tegowski, B.J. & Scarborough, R. (2001). Ongoing research in the Late Cretaceous Fort Crittenden Formation, southeastern Arizona: the non-dinosaurian vertebrate fauna. *Mesa Southwest Museum Bulletin*, 8, 65–71.
- McKee, J.W., McKee, M.B. & Anderson, T.H. (2005). Mesozoic basin formation, mass gravity sedimentation, and inversion in northeastern Sonora and southeastern Arizona. En: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W. & Steiner, M.B. (Eds.). *The Mojave-Sonora Megashield Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*. Geological Society of America Special Paper, 393, 481–507. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.481>
- Noriega-Ruiz, H.A. (2017). *Estudio palinológico de la Formación Corral de Enmedio (Cretácico Superior), noreste de Sonora, México*. Sonora, México, Departamento de Geología, Hermosillo, Universidad de Sonora, Tesis Profesional, 78 pp.
- Page, W.R., Gray, F., Iriondo, A., Miggins, D., Blodgett, R.B., Maldonado, F. & Miller, R.J. (2010). Stratigraphy and Mesozoic–Cenozoic tectonic history of northern Sierra Los Ajos and adjacent areas, Sonora, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 557–571. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.11.008>.
- Pessagno, E.A. (1967). Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the western Gulf Coastal Plain. *Palaeontographica Americana*, 5, 245–445.
- Rangin, C. (1977). Tectónicas sobrepuestos en Sonora septentrional. *Revista del Instituto de Geología*, 1, 44 - 47.
- Ríos-Santos, C., Cevallos-Ferriz, S.R.S. & Pujana, R.R. (2020). Cupressaceous woods in the Upper Cretaceous Cabullona Group in Fronteras, Sonora, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102756. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102756>.
- Serrano-Brañas, C.I., Torres, E., Reyes-Luna, P.A., González, I. & González-León, C.M. (2014). Tyrannosaurid teeth from the Lomas Coloradas Formation, Cabullona Group (Upper Cretaceous). *Cretaceous Research*, 49, 163–171.
- Serrano-Brañas, C.I., Torres, E., Reyes-Luna, P.A., González, I. & González-León, C.M. (2016). A new ornithomimid dinosaur from the Upper Cretaceous Packard Shale Formation (Cabullona Group) Sonora, Mexico. *Cretaceous Research*, 58, 49–62. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.08.013>
- Serrano-Brañas, C.I., Gutiérrez-Blando, C., Duarte Bigurra, R. & González-León, C.M. (2017). First occurrence of tyrannosaurid theropods from the Corral de Enmedio Formation (Upper Cretaceous) Sonora, México. *Cretaceous Research*, 75, 81–93. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.03.015>
- Servín Pichardo, R. (2013). *Descripción e interpretación del primer registro de dinosaurios en el Grupo Cabullona (Cretácico Superior) de Esqueda, Municipio de Fronteras, Sonora*. Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Licenciatura, 142 pp.
- Solari, L.A., González-León, C.M., Ortega-Obregon, C., Valencia-Moreno, M. & Rascón-Heimpel, M.A. (2018). The Proterozoic of NW Mexico revisited: U-Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 845–861. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1517-2>
- Taliaferro, N.L. (1933). An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora, Mexico. *Journal of Geology*, 41 (1), 12–37.
- Vicente, A., Sanjuan, J., Eaton, J. & Villanueva-Amadoz, U. (2020). The oldest record of North American *Lychnothamnus* (northeastern Sonora, Mexico): Implications for the evolution, ecology, and paleogeographic distribution of the genus. *Aquatic Botany*, 167, 103271. <https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2020.103271>
- Villanueva-Amadoz, U., González-León, C.M., Solari, L.A., Calvillo-Canadell, L. & Cevallos-Ferriz, S.R.S. (2013). Dating the uppermost part of the Cabullona Group in Esqueda (Sonora, Mexico). En: Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J. & Finney, S. (eds.). *STRATI 2013*. Springer, Cham, 1207–1209.
- Villanueva-Amadoz, U., Calvillo-Canadell, L. & Cevallos-Ferriz, S.R.S. (2014). Síntesis de los trabajos paleobotánicos del Cretácico en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(1), 97–121.

XVII Congreso Nacional de Paleontología de la Sociedad Mexicana de Paleontología

Itinerario de la excursión pre-congreso: Estratigrafía y paleontología del Grupo Cabullona, noreste de Sonora.

Fecha de la excursión: viernes 18 al domingo 20 de noviembre, 2022.

Recomendaciones generales para los participantes:

El clima del mes de noviembre en el noreste de Sonora, en general presenta temperaturas que varían de 13 a 24°C, pero puede ser impredecible ante la llegada de frentes fríos que pueden provocar lluvias y nevadas. Se sugiere consultar predicciones del clima cercano a la fecha, para llevar la ropa adecuada. Durante el segundo día se hará una caminata de aproximadamente 6 km por terreno de topografía suave, que no excede los 100 m de diferencia de altitud y con vegetación espinosa, por lo cual se recomienda llevar botas, ropa de campo apropiada y líquidos suficientes para hidratación. Las altitudes regionales por donde se realizará la excursión en el noreste de Sonora, varían de 1,800 a 1,100 msnm.

Viernes 18 de noviembre, 2022

13:00 HRS. Salida de instalaciones de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología, UNAM en Hermosillo, para iniciar viaje de excursión.

13:20 HRS. Salida de Hermosillo tomando la carretera internacional 15 hacia el norte, hasta llegar al poblado de Imuris ubicado a 215 km.

16:00 HRS. Llegada a Imuris para tomar la carretera 2 hacia el nororiente con rumbo a la ciudad de Cananea, ubicada a 80 km.

17:30 HRS. Llegada al Hotel Santa Fe, en Cananea, para hospedarse.

19:00 HRS. Cena en restaurant del mismo hotel, o a elección individual.

Sábado 19 de noviembre, 2022

6:30 HRS. Desayuno en el restaurant del Hotel Santa Fe.

7:30 HRS. Salida al área a visitar, manejando sobre carretera federal 2 hacia el oriente (Figura 1 del libretto guía). En este tramo se estará viajando sobre aluviones recientes que cubren a las rocas del Grupo Cabullona. Del lado norte de la carretera, gradualmente se empezará a observar la Sierra San José formada

por el Conglomerado Glance, Formación Morita y Caliza Mural del Grupo Bisbee, esta última formando un sinclinal que se observa desde la carretera mientras se viaja. Hacia el sur se tiene a la Sierra Los Ajos donde aflora el basamento regional de edad Precámbrica formado por el Esquisto Pinal y granitos de ca. 1400 Ma que lo cortan, y una secuencia sedimentaria del Paleozoica que lo sobreyace.

8:00 HRS. Después de viajar por 43 km desde Cananea, en este punto se encuentran puertas de acceso para ingresar hacia el sur, al Ejido Naco, por un camino de terracería de 14 km para llegar al rancho Tito Gallegos (Figura 1 del libretto guía). Sobre este camino aparecen afloramientos de la Lutita Packard y de la Arenisca Camas.

8:30 HRS. Llegada al rancho, donde se dejan los vehículos, y se sale a una caminata de ~6 km (ida y vuelta), en dirección al sureste, llevando suficiente agua, lonche y equipo de campo. En este trayecto se observarán buenos afloramientos de la Arenisca Camas y de la Formación Corral de Enmedio.

17:00 HRS. Llegada de regreso al rancho para abordar los vehículos y regresar a la carretera Federal 2, para viajar 40 km rumbo al oriente y llegar a la ciudad de Agua Prieta (Figura 1).

18:00 HRS. Llegada al Hotel La Hacienda en Agua Prieta para hospedarse. Cena en el restaurant del mismo hotel, o con opción individual.

Domingo 20 de noviembre, 2022

7:00 HRS. Desayuno en restaurant del Hotel La Hacienda.

8:00 HRS. Salida de Agua Prieta hacia el sur, tomando la carretera 17 para manejar 53 km y llegar al poblado de Fronteras (Figura 1). Allí se visitará el Mueso de Dinosaurios que expone huesos del hadrosaurio H1 y otros fósiles (Figura 13 del libretto guía) colectados de la columna Fronteras.

11:00 HRS. Salida de Fronteras hacia el sur, por la carretera 17 y llegada al poblado de Esqueda localizado a 20 km.

11:20 HRS. Traslado a los sitios de canteras del Ejido Esqueda ubicados entre 5 y 10 km al suroriente del poblado para visitar las localidades "Ojo de Agua" (Rastro 2) y "Carro Quebrado" (Rastro 1) que tienen rastros de dinosaurioicnitas y realizar caminamientos cortos para observar litologías y estructuras sedimentarias de la columna Esqueda.

14:00 HRS. Salida de Esqueda y de regreso a Hermosillo. De Esqueda se viajan 125 km hacia el sur, por la carretera 17, hasta llegar al poblado de Moctezuma.

16:00 HRS. De Moctezuma se toma la carretera 14 y se viaja hacia el poniente por 180 km.

18:30 HRS. Llegada a Hermosillo con entrega al lugar de hospedaje de cada uno de los participantes en la excursión.

Excursión flora fósil triásica de la Formación Santa Clara en Sonora

Excursion to the Triassic fossil flora of the Santa Clara Formation in Sonora

Villanueva Amadoz, Uxue^{1,*}; Solís Limón, María Fernanda²

¹ Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México-UNAM, Campus UNISON, 83000, Hermosillo, Sonora, México.

² Departamento de Ingeniería en Geociencias, Universidad Estatal de Sonora.

*uxue@geologia.unam.mx

Resumen

Las floras fósiles triásicas en México son escasas, especialmente para el Triásico Superior donde solo se conocen dos localidades, una de ellas con abundante macroflora proveniente de la Formación Santa Clara del Grupo Barranca en Sonora. La Formación Santa Clara es la única formación unidad del Grupo Barranca en la que se ha reportado abundante flora en facies continentales-transicionales junto con fauna marina somera de edad cárnica en menor proporción. Su litología se caracteriza por sedimentos continentales y transicionales con un aporte de sedimentos marinos someros. Este grupo está constituido por tres formaciones que de base a techo son: Arrayanes, Santa Clara y Coyotes. Los límites litoestratigráficos inferior y superior del Grupo Barranca se establecen por discordancias; el inferior con las rocas carbonatadas que constituyen el basamento Paleozoico alóctono descritas como Formación San Antonio y el superior con las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara de edad entre 90 y 70 Ma. Los sedimentos fueron depositados en la cuenca marginal de San Marcial con una dirección E-O, ubicada en la porción central del estado de Sonora, producido por un proceso de *rifting*.

Palabras clave: flora, Formación Santa Clara, México, Sonora, Triásico.

Abstract

Triassic fossils in Mexico are scarce, especially for the Upper Triassic as only two localities are known, one corresponding to the Santa Clara Formation of the Barranca Group in Sonora with abundant macroflora remains. The Santa Clara Formation is the only unit of the Barranca Group in which abundant flora has been reported in continental-transitional facies and in smaller proportion shallow marine fauna Carnian in age. Its lithology is characterized by continental and transitional sediments with a contribution of shallow marine sediments. The Barranca Group is a lithostratigraphic unit composed of Upper Triassic-Lower Jurassic sedimentary rocks. This Group is represented by three formations, constituted from the base to the top by the Arrayanes, Santa Clara and Coyotes formations. The lower and upper lithostratigraphic boundaries of the Barranca Group are established by discordances. The lower boundary corresponds to the carbonate rocks constituting the allochthonous Paleozoic basement described as the San Antonio Formation. The upper boundary is marked by volcanic rocks of the Tarahumara Formation (70-90 Ma). The sediments were deposited in a marginal San Marcial basin. These deposits aligned by an E-W direction are located in the central portion of the state of Sonora due to a rifting process.

Keywords: flora, Mexico, Santa Clara Formation, Sonora, Triassic.

Cómo citar / How to cite: Villanueva Amadoz, U. & Solís Limón, M.F. (2022). Excursión flora fósil triásica de la Formación Santa Clara en Sonora. *Paleontología Mexicana*, 11(2), 111–124.

Manuscrito recibido: Octubre 28, 2022.

Manuscrito corregido: Noviembre 18, 2022.

Manuscrito aceptado: Noviembre 19, 2022.



1. Introducción

Existen muy pocos registros de plantas fósiles del Triásico en México, las cuales están dominadas por bennettitales/cicadeoideales (*Cycadolepis*, *Laurozamites*, *Otozamites*, *Pterophyllum*, *Taeniopteris*, *Williamsonia*, *Zamites*), helechos (*Asterotheca*, *Cladophlebis*, *Cynepteris*, *Mertensides*, *Phlebopteris*), pteridospermas (*Alethopteris*) y en menor medida por equisetales (*Equisetites*, *Neocalamites*), coniferales (*Abietites*, *Cephalotaxopsis*, *Cycadites*, *Elatocladus*, *Palissya*, *Pelourdea*, *Podozamites*) y ginkgoales (*Baiera*, *Sphenobaiera*) (Silva-Pineda, 1979; Weber, 1997; Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez, 1998). Existen solamente dos formaciones con plantas fósiles bien conservadas del Triásico Superior registradas en México (Silva-Pineda, 1979).

1. La Formación Huizatzal (de edad Triásico Superior-Jurásico Inferior) con flora del Triásico Tardío ha sido reportada en Tamaulipas, Hidalgo, Veracruz, Puebla y en San Luis Potosí (Silva-Pineda, 1979). Mixon *et al.* (1959) reportaron flora en el Cañón del Novillo (cerca de Ciudad Victoria, Tamaulipas) en depósitos de capas rojas del Triásico Superior de la Formación La Boca del Grupo Huizachal, constituido por las formaciones La Boca y La Joya separadas por una discordancia angular. Otros autores (Carrillo-Bravo, 1961; Michalzik, 1991) desecharon el uso del Grupo Huizatzal debido a que presentaba problemas estratigráficos y causaba confusiones. Gracias a estos autores se separaron la Formación Huizachal (que correspondería con la Formación La Boca de Mixon *et al.* 1959) y la Formación La Joya (de probable edad jurásica: Calloviano-Oxfordiano) cuyos afloramientos se restringen a la región de Ciudad Victoria, al noreste del Estado de San Luis Potosí y Sur de Nuevo León.

La flora recogida por Mixon *et al.* (1959) cerca de la parte basal de la Fm. La Boca fue inicialmente clasificada por Roland W. Brown (U.S. National Museum) y posteriormente reclasificada por Weber (1997) y Silva-Pineda y Buitrón (1998) como flora cárnica debido a sus similitudes con asociaciones de Norteamérica y de Sonora por la presencia de *Laurozamites yaqui* ("*Pterophyllum fragile* Newberry" de Mixon *et al.* 1959), *Ctenophyllum braunianum* ("*Pterophyllum inaequale* Fontaine" de Mixon *et al.* 1959) y *Elatocladus* ex. gr. *carolinensis* ("*Cephalotaxopsis carolinensis* Fontaine" de Mixon *et al.* 1959). Esta flora está restringida en México al Triásico según Weber (1997). Estudios de vertebrados (terápsido tritilodóntido, diápsido cavador, cocodrilomorfos, reptil volador y esfenodontes) en la Formación La Boca del Cañón de Huizachal (cerca de Ciudad Victoria, Tamaulipas) (Fastovsky *et al.*, 1995; Montellano *et al.*, 2008; Reynoso, 1996, 2005) sugieren una edad indudable del Jurásico Inferior (189 ± 0.2 Ma; límite Sinemuriano-Pliensbachiano). Rueda-Gaxiola *et al.* (1993) indicó que la Aloformación La Boca correspondería con una edad Sinemuriano-Pliensbachiano con base en palinomorfos. Ello parece confirmarse por estudios geocronológicos U-Pb en zircones detríticos de la Formación La

Boca en el Valle de Huizachal, con una edad máxima de depósito de Jurásico Inferior (184–183 Ma) y una edad máxima de depósito del Miembro Superior de Jurásico Medio (Bathoniano-Calloviano, 167–163 Ma) (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011).

La misma problemática se describió para la flora "Huizatzal" del área de San Mateo/Tlahualompa en el anticlinorio de Huayacocotla en Hidalgo, aunque la edad de esta localidad y su pertenencia a la Formación Huizatzal fue cuestionada por Weber (1997), indicando su posible edad en parte pérmica (Leonardiano; Kunguriano, 279.3–272.3 Ma) por la presencia de impresiones de corteza de *Sigillaria* y de hojas de *Cyperites*; además de posiblemente tener una edad jurásica, correspondiendo a la Formación Huayacocotla. La complicada estructura estratigráfica y la historia de los estudios de los anticlinorios Peregrina y Huayacocotla fue sintetizada en el trabajo de Rueda-Gaxiola *et al.* (1993). En base a estudios palinológicos Rueda-Gaxiola *et al.* (1993) concluyeron que las plantas de la Fm. La Boca pertenecían a la Aloformación Huizatzal (posible edad Rético-Hettangiano) diferente de los depósitos jurásicos de la Aloformación Huayacocotla. Todo esto, crea un debate sobre la edad de los depósitos de capas rojas y la posible confusión entre unidades litoestratigráficas muy similares litológicamente pero de diferente edad, especialmente relevante en la Formación Huizatzal.

2. La Formación Santa Clara del Grupo Barranca en Sonora constituye la única unidad litoestratigráfica de referencia indudable con una cronoestratigrafía clara para el estudio de plantas fósiles del Triásico Superior en México. Por tanto, esta unidad puede correlacionarse con otras floras de la misma edad de Norteamérica (Figura 1).

Las rocas sedimentarias del Triásico Superior del Grupo Barranca han sido objeto de numerosos estudios por su interés geológico y económico con relación a la explotación del carbón. Este grupo aflora desde los poblados de San José de Moradillas-San Marcial hasta Tónichi en Sonora (Figura 2) y fue definido formalmente entre los poblados de San Javier y Tónichi (Cuenca de San Marcial) por Alencáster (1961a). Este grupo se dispone en discordancia angular sobre rocas paleozoicas. La descripción estratigráfica y sedimentológica de este grupo fue realizada por varios autores (Flores, 1929; Jaworski, 1929; Burckhardt, 1930; King, 1939; Wilson y Rocha, 1946; Guiza y White, 1949; Bello-Barradas, 1959, 1960; Pesquera-Velázquez y Carbonell-Córdoba, 1960; Alencáster, 1961a; Keller, 1973; Cojan y Potter, 1991; Obregón-Andría y Arriaga-Arredondo, 1991; Stewart y Roldán-Quintana, 1991; Antuna-Ibarra, 2002; Gutiérrez-Briones, 2005; González-León *et al.*, 2009). Dos de los trabajos de investigación más completos publicados sobre la geología del Grupo Barranca corresponden con los realizados por Stewart y Roldán-Quintana (1991) y por González-León *et al.* (2009).

El Grupo Barranca tiene un espesor de aproximadamente 3 km y se encuentra distribuido en una cuenca

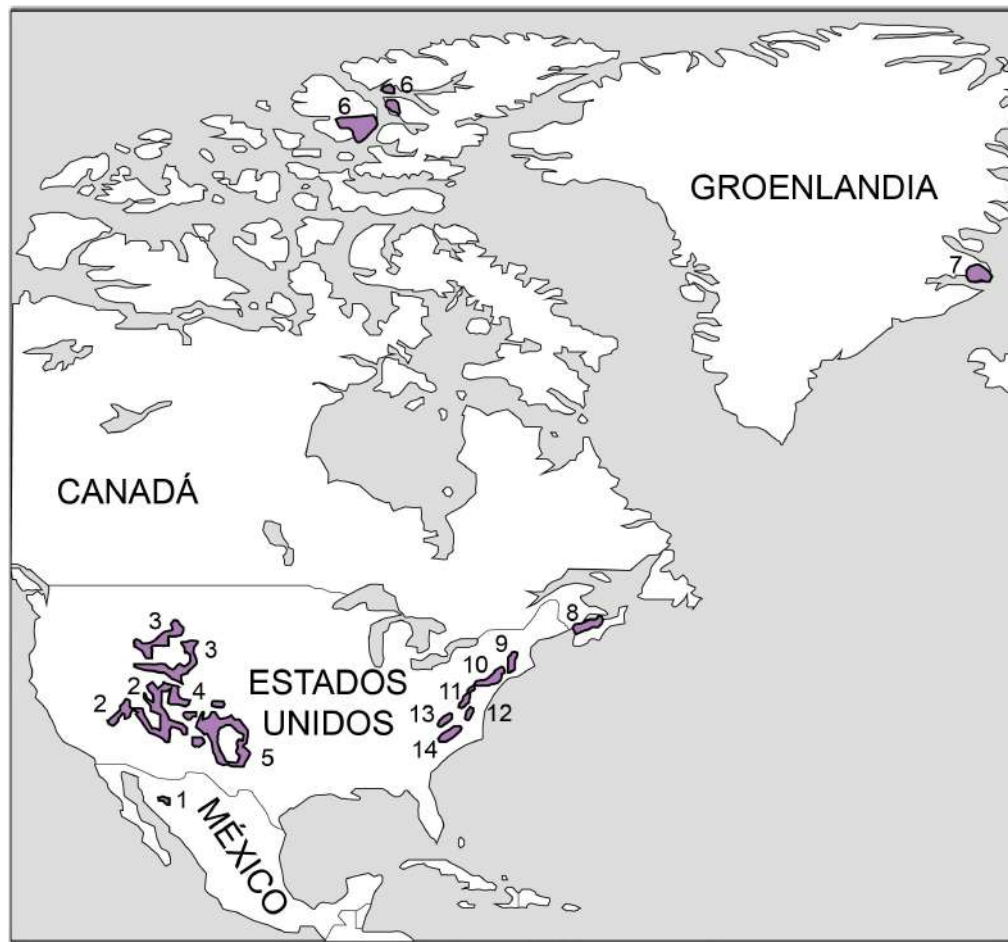


Figura 1. Localización de los yacimientos de plantas fósiles del Triásico Superior más relevantes de Norteamérica, incluyendo Canadá, Estados Unidos y México (modificado de Kustatscher *et al.* 2018). 1: Formación Santa Clara. 2: Formación Chinle. 3: Formación Popo Agie. 4: Formación Dolores. 5: Grupo Dockum. 6: Formación Holberg. 7: Jameson Land. 8: Cuenca Fundy. 9: Cuenca Hartford. 10: Cuenca Newark-Gettysburg. 11: Cuenca Culpeper. 12: Cuenca Ritchmond. 13: Cuenca Danville-Dan River. 14: Cuenca Deep River.

con dirección E-O, de 110 km de longitud por 40 km de ancho, su morfología resulta de una serie de fallamientos laterales transtensionales y/o extensionales (Stewart y Roldán-Quintana, 1991), producto de la deformación distensiva del Neógeno denominada *Basin and Range*.

González-León *et al.* (2011) hace una crono-correlación de las rocas sedimentarias triásicas del Grupo Antimonio con las del Grupo Barranca y destaca lo siguiente: El Grupo Antimonio se localiza en el N-O de Sonora, se encuentra constituido por tres formaciones: Antimonio, Río Asunción y Sierra de Santa Rosa, con abundantes fósiles de corales, bivalvos, gasterópodos y ammonites característicos de ambientes marinos, con una mayor composición detrítica de fragmentos líticos volcánicos y plutónicos, mientras que el Grupo Barranca también se conforma por tres formaciones de base a techo: Arrayanes, Santa Clara y Coyotes. La Formación Santa Clara es la única unidad del Grupo Barranca con fósiles.

2. Contexto geológico

El contexto geológico se hace con base en una recopilación bibliográfica de los trabajos de investigación que se han realizado en el área que comprenden los afloramientos de las rocas sedimentarias del Triásico-Jurásico del centro de Sonora correspondientes al Grupo Barranca. Alencáster (1961a) nombró formalmente como Grupo Barranca a las rocas sedimentarias de Sonora central, el cual se divide en 3 unidades litoestratigráficas (Figura 3), distribuidas de la base a la cima por las formaciones Arrayanes, Santa Clara y Coyotes. Estas fueron descritas en sus unidades tipo en las inmediaciones de La Barranca y Santa Clara, en los poblados de San Javier y Tónichi y en los arroyos Pie de la Cuesta y Tarahumara, por el camino que une a los poblados de Tónichi a Tecoripa (Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez, 1998). El Grupo Barranca se depositó en una cuenca marginal (San Marcial) en ambientes de tipo fluvial, lacustre, pantanoso y aluvial (González-León *et al.* 2011).

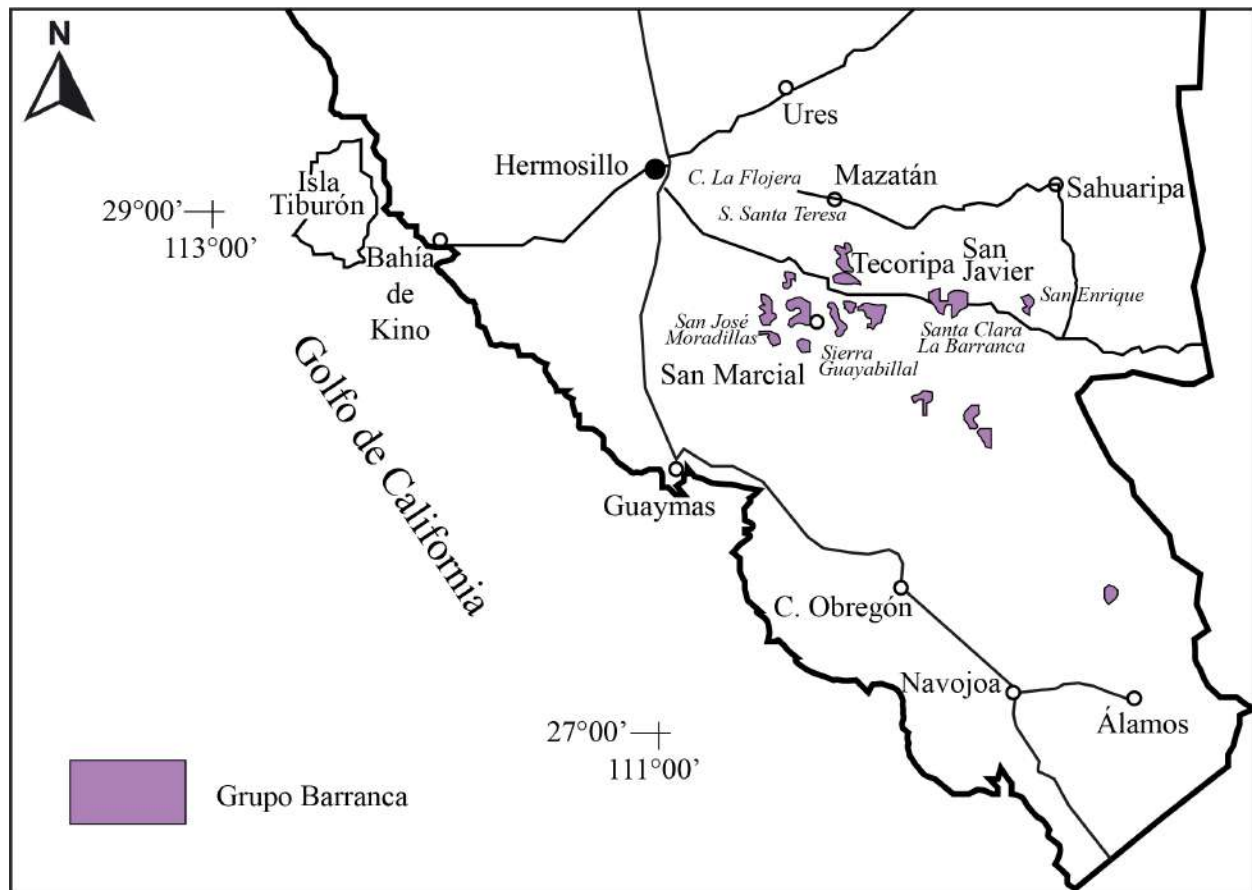


Figura 2. Localización del Grupo Barranca en la parte oriental de Sonora (modificado de González-León *et al.* 2011). C.: Cerro; S.: Sierra.

2.1. Formación Arrayanes

Alencáster (1961a) reporta esta formación en el arroyo Los Arrayanes por el camino de los poblados de Tecoripa-Tónichi, la cual descansa en discordancia angular sobre unas calizas probablemente del Paleozoico. Uno de los trabajos estratigráficos más detallados que se han hecho sobre el Grupo Barranca es el de Stewart y Roldán-Quintana (1991), incluyendo la Formación Arrayanes que según estos autores corresponde con depósitos fluviales y el tránsito de esta formación a la suprayacente Formación Santa Clara es transicional. Estos mismos autores estimaron un espesor de aproximadamente 1,150 m para el depósito de la Formación Arrayanes en un ambiente fluvial. Asimismo, establecieron 3 divisiones para esta unidad: Miembro Inferior, Medio y Superior. Los miembros Inferior y Superior se caracterizan por areniscas generalmente masivas de grano medio de color gris a gris-naranja claro, pobremente clasificados con capas de granos grueso a muy grueso con intercalaciones de conglomerados (de gránulos a guijarros de cuarcita y pedernal de colores gris a marrón) y de limolita (con fragmentos de plantas no identificables). La arenisca es masiva de 1 a 15 m de espesor o con laminaciones pobremente definidas. La limolita de color gris claro a gris olivo se encuentra interestratificada con

areniscas que ocasionalmente pueden contener plantas fósiles. El conglomerado puede llegar a tener clastos de hasta 14 cm de cuarcita y pedernal. El Miembro Medio, está representado por una sucesión de capas rojizas de limolita masiva y en menor proporción de arenisca lenticular (González-León *et al.* 2011). Se estima un espesor aproximado de 1,150 m y está en contacto gradacional con la Formación Santa Clara.

2.2. Formación Santa Clara

2.2.1. Estratigrafía

Esta formación, con una estimación de unos 3,000 m espesor (Cojan y Potter, 1991), aflora en la Sierra San Javier, La Barranca y Santa Clara (González-León *et al.* 2011). Se trata de una sucesión de intercalaciones de lutita, limolita, arenisca, conglomerado, lutita carbonosa. Es la única unidad del Grupo Barranca con contenido fósil de invertebrados marinos (ammonites y bivalvos) y macroflora (Alencáster, 1961a).

La formación se divide en dos sucesiones bien diferenciadas, una de grano fino y otra de grano grueso (Stewart y Roldán-Quintana, 1991): A) La sucesión de grano fino, está constituida por limolita y lutita de color gris oscuro a claro con interestratificaciones de arenisca gris (que localmente pueden presentar estratificación cruzada).

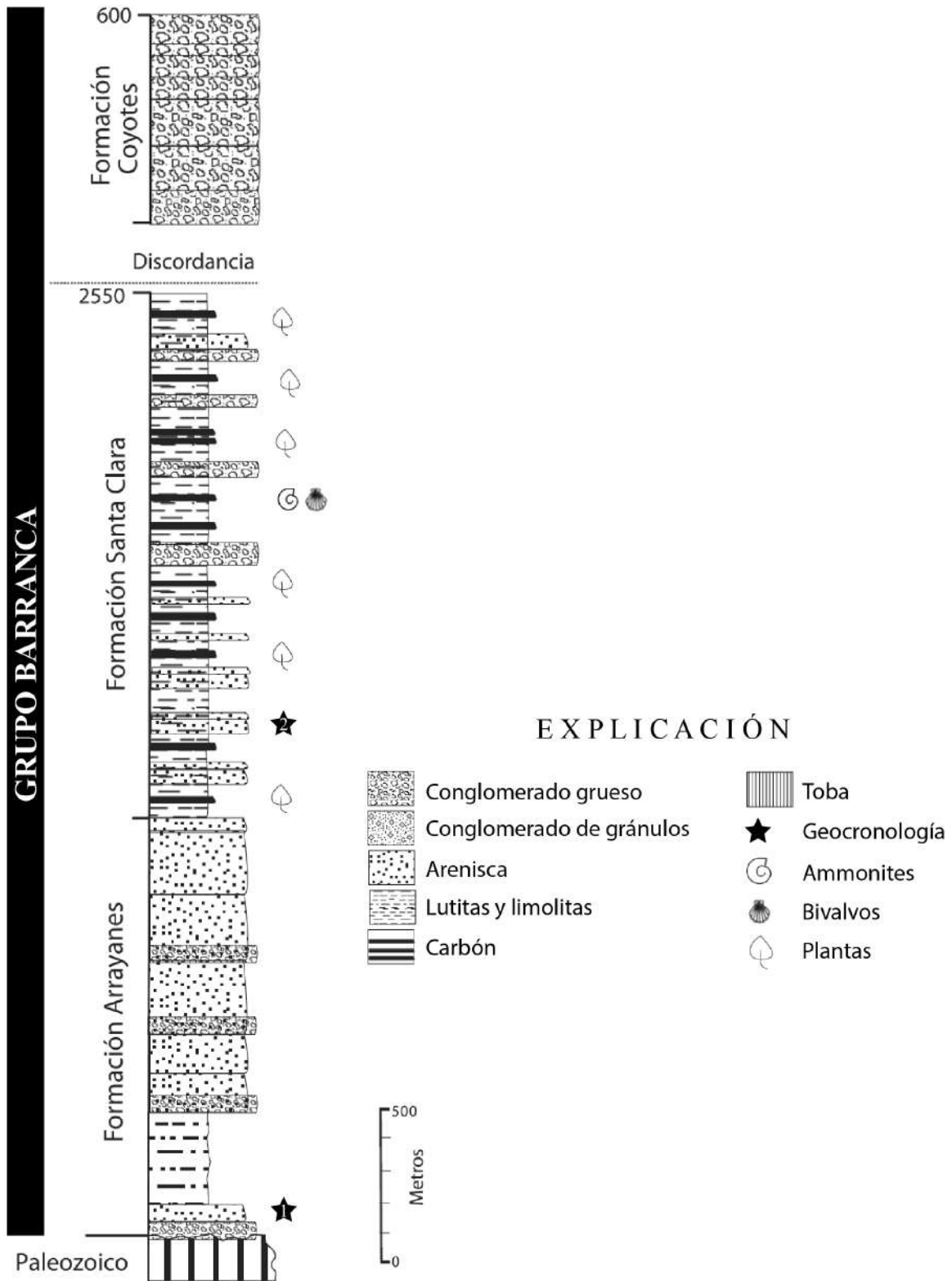


Figura 3. Columna estratigráfica compuesta del Grupo Barranca de unos 3,000 de espesor, constituida de base a techo por las formaciones Arrayanes, Santa Clara y Coyotes, en discordancia sobre rocas pérmicas paleozoicas (modificado de González-León *et al.* 2009, 2011). 1: Muestra 7-26-07-1 tomada a la base de la Formación Arrayanes que indican una edad de 288–239 Ma con un pico de edades de 250–254 Ma en base a isótopos de U/Pb en zircones. 2: Muestra proveniente de la Formación Santa Clara de la Mina Lourdes que indican una edad de 297–205 Ma con un pico de edades de 269, 245 y 231 Ma en base a isótopos de U/Pb en zircones.

Las lutitas y limolitas presentan fósiles de plantas y escasos fósiles marinos (braquiópodos, pelecípodos y ammonites). B) La sucesión de grano grueso está constituida principalmente por areniscas y limolitas masivas, donde algunos estratos de areniscas presentan grados conglomeráticos hacia la base y otros con estratificación cruzada lo cual puede indicar un ambiente deltaico. La lutita carbonosa, carbón y escasas tobas también están presentes en esta sucesión.

Se ha interpretado la sucesión de Santa Clara como el resultado de la sedimentación en un ambiente de prodelta y de frente deltaico hacia un ambiente de planicie deltaica costera con ríos meándricos, lagos y pantanos (Cojan y Potter, 1991; Stewart y Roldán-Quintana, 1991). Por el contrario, Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez (1998) lo interpretaron de otra manera, sugiriendo posiblemente una transgresión marina temporal, donde el mar invadió por un corto periodo de tiempo las tierras bajas, quedando esas aguas estancadas en un ambiente salobre cuya salinidad fue diluyéndose progresivamente debido al aporte normal de agua dulce de los cauces de ríos. En este contexto de facies palustre, se desarrollaron plantas con predominio de cicadofitas, helechos y en menor medida otras plantas asociadas a estos pantanos donde progresivamente fue acumulándose la materia orgánica que dio lugar a las capas de carbón, especialmente en la cuenca de San Marcial (Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez, 1998).

Con base en las similitudes litológicas y paleobotánicas Weber *et al.* (1980b), relacionó la Formación Santa Clara con el Grupo Richmond de Virginia y con la Formación Chinle del suroeste en los Estados Unidos de América (Fig. 1).

2.2.2. Paleontología

En cuanto a la paleontología de la Formación Santa Clara del área se destacan los trabajos realizados por Humphreys (1916), Alencáster (1961a, b), Silva-Pineda (1961, 1979), Weber 1980, 1985a, 1985b, 1985c, 1995, 1997, 1999, 2005, 2008a, 2008b, 2008c, Weber *et al.*, 1980b) y Zambrano-García y Weber (1985) donde se describen numerosos especímenes fósiles de flora e invertebrados marinos, siendo estos últimos indicadores de una edad del Triásico Tardío.

La preservación de la flora fósil no es muy buena, por lo que no ha permitido, en la mayoría de los casos, realizar estudios de cutículas (bien por ausencia de cutícula o bien por su escasa preservación) para determinar su asignación botánica (Silva-Pineda, 1961). Las localidades con mayor abundancia de plantas corresponden a Santa Clara, San Marcial y San Enrique (Silva-Pineda, 1979; Silva-Pineda y Buitrón, 1998) (Figura 1). Muchas de las especies fósiles tipo de plantas descritas previamente de la Formación Santa Clara fueron incluidas dentro del Catálogo de Plantas Fósiles en la Colección Nacional de Paleontología del Instituto de Geología de la UNAM (Perrilliat y Castañeda-Posadas, 2013).

Las plantas fósiles más abundantes en la Formación Santa Clara son los helechos (*Asterocarpus*, *Cladophlebis*, *Cynepteris*, *Mertensides*, *Phlebopteris*, *Thaumatopteris*) (Figura 4) y las cicadofitas (*Ctenophyllum*, *Nilssonia*, *Otozamites*, *Pterophyllum*, *Sphenozamites*, *Taeniopteris*, *Zamites*) (Figura 5) (Silva-Pineda y Buitrón, 1998). En menor medida se han descrito pteridospermas (*Alethopteris*), coniferales (*Abietites*, *Cycadites*, *Elatocladus*, *Palissya*, *Pelourdea*, *Podozamites*), equisetales (*Equisetites*, *Neocalamites*) y ginkgoales (*Baiera*, *Ginkgo*, *Sphenobaiera*) (Figura 6) (Silva-Pineda, 1979; Silva-Pineda y Buitrón, 1998).

Además de las emendaciones realizadas por los investigadores que estudiaron las plantas de la Formación Santa Clara, han sido descritas 20 especies fósiles nuevas (*Asinisetum breviararticulatum*, *A. dissimile*, *A. formosum*; *Asterotheca santaclarae*; *Bennettistemon sonorensis*; *Cycadolepis auris-leporis*; *Cynepteris intranscendentalis*, *C. sonorensis*; *Dictyotrichia john-strongii*, *D. major*; *Equisetites aequecaliginosus*; *Laurozamites pima*, *L. tarahumara*, *L. yaqui*; *Phlebopteris crenulata*; *Scoresbya pin-nata*, *S. mirabile*; *Sonoraphyllum mirabile*, *Williamsonia newberryi*, *W.? opilionoides*) y 4 géneros fósiles nuevos (*Asinisetum*, *Dictyotrichia*, *Laurozamites*, *Sonoraphyllum*) (Weber, 1985c, 1995, 1996, 2005, 2008a, 2008b, 2008c; Weber y Zamudio-Varela, 1995).

Se debe destacar la escasa presencia de algunos ejemplares precursoras de posibles angiospermas como son *Scoresbya* y *Sonoraphyllum* (Weber, 1995; Kustatscher *et al.*, 2018).

Además de la flora, asociada a ella se ha descrito fauna fósil de ambiente marino y salobre (Figura 7). Las localidades con mayor abundancia de fauna marina corresponden a los depósitos de carbón y calizas yesíferas de San Marcial y en menor medida a Santa Clara de facies palustre (Alencáster, 1961a) (Figura 2). Del mismo modo, esta autora identificó en ambiente palustre, en la localidad de Santa Clara, al braquiópodo *Lingula* cf. *selwyni* Thiteaves y una gran diversidad de moluscos: el ammonite ?*Traskites* (*Shastites*) sp.; el escafópodo *Dentalium* sp. y los bivalvos *Cassianella* cf. *woyaniana* McLearn, *Entolium* cf. *subdemissus* Münster, *Monotis* cf. *montini* McLearn, *Myophoria boesei* Frech, *M. cf. laevigata* Zieten, *M. mexicana* Alencáster, *Mytilus* (*Chloromya*) *sonorensis* Alencáster y ?*Trigonia* sp. (Alencáster, 1961b) (Figura 4). Igualmente, asociados a la flora fósil, en San Marcial se ha identificado la fauna salobre compuesta por *Nuculana curvirostris* Alencáster, *Myophorogonia salasi* Alencáster y *Anodontophora remondi* (Gabb) Alencáster interpretando su presencia como depósito palustre (Alencáster, 1961b) (Figura 7).

El único ammonite reportado por Alencáster (1961b) en la Fm. Santa Clara (Figura 7k) permite correlacionar dicha unidad litoestratigráfica con la Formación Antimonio. Esta formación se considera de edad Cárnico, como un cambio lateral con la Fm. Santa Clara, en base a los ammonites estudiados al sur del pueblo minero abandonado de El Antimonio, a unos 45 km al oeste de Caborca

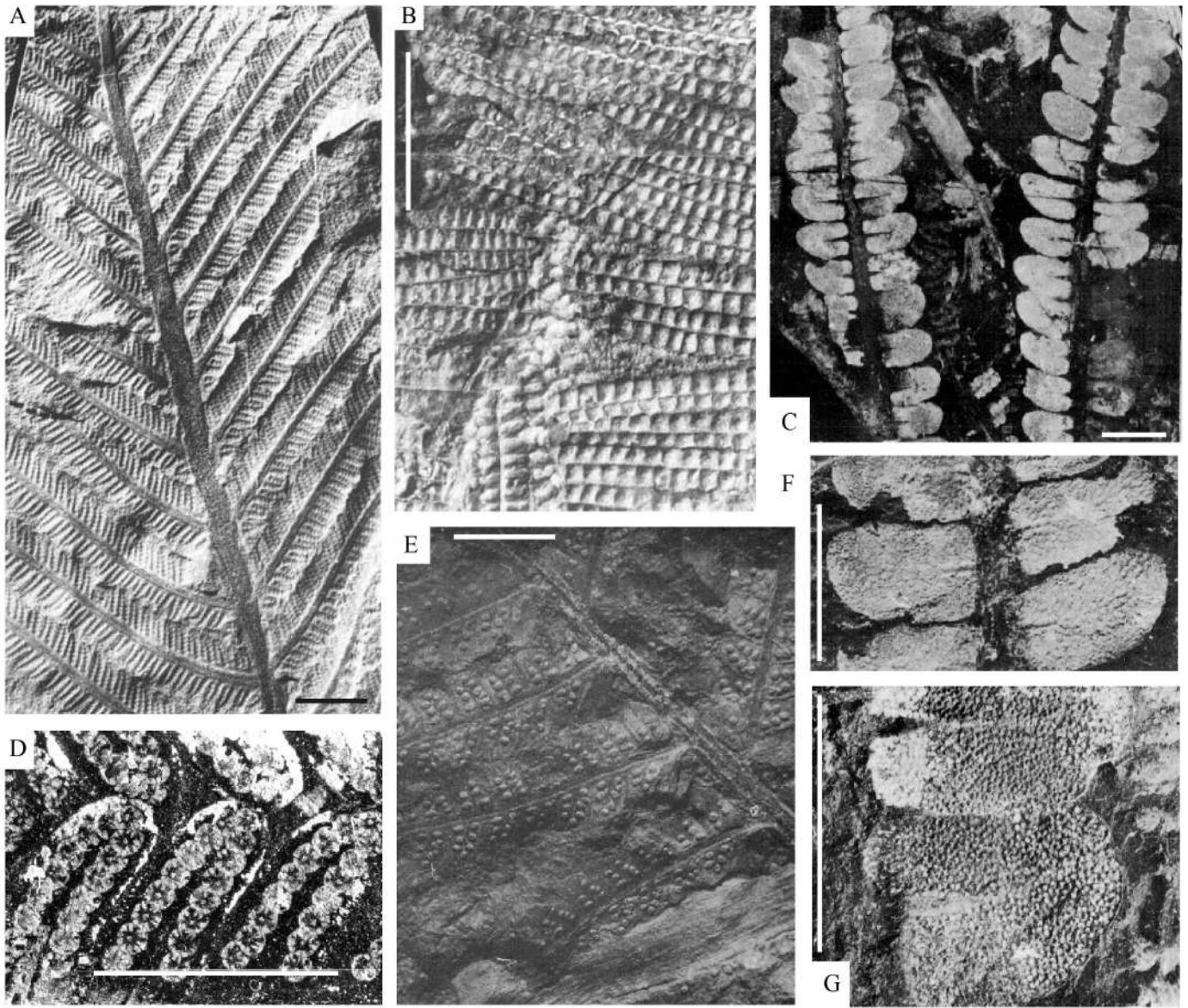


Figura 4. A, D. A: *Asterotheca santaclarae* Weber 1985, escala 1 cm (imagen tomada de Weber, 1997); D: escala 1 cm, foto tomada por A. Altamira y R. Weber disponible en <https://www.geologia.unam.mx/igl/deptos/paleo/weber/galeria/foto025.htm>). B.- *Phlebopteris angustiloba* (Braun) Hirmer y Hörhammer 1936, escala 1.5 cm (imagen tomada de Weber, 1997). C, F, G.- *Cynepteris sonorensis* Weber 1985c (escalas 1 cm, imágenes tomadas de Weber, 1985c). E.- *Mertensides mexicanus* (Newberry) Maldonado-Koerdell 1950 (escala 1 cm, imagen tomada de Weber, 1985c).

(Lucas *et al.* 2015). Estos autores reportaron entre otros al ammonite *Traskites robustus* en el área de Santa Clara en la biozona *Tropites dilleri* Hyatt y Smith.

2.3. Formación Coyotes

La Formación Coyotes es una sucesión, con un espesor aproximado de 600 m, de rocas sedimentarias de origen fluvial, asociado a ríos y abanicos aluviales, sobreyacida en discordancia angular por la Formación Tarahumara (González-León *et al.*, 2011). Está constituida principalmente por un ortoconglomerado clastosoportado

de guijarros y cantos angulares a subredondeados de cuarcita, pedernal y caliza paleozoica en una matriz arenosa. En menor proporción contiene interestratificaciones de conglomerado matriz-soportado de areniscas de cuarzo de grano fino a grueso (con coloraciones que varían de rojizas a amarillentas a gris claro) y limolita rojiza (Alencáster, 1961a). Debido a su posición estratigráfica se considera de edad comprendida entre el Cárnico (que sería la edad de la Formación Santa Clara) y el pre-Cretácico Superior al ubicarse infrayacente a la Formación Tarahumara, marcada por una discordancia angular (Alencáster, 1961a; González-León *et al.*, 2011).

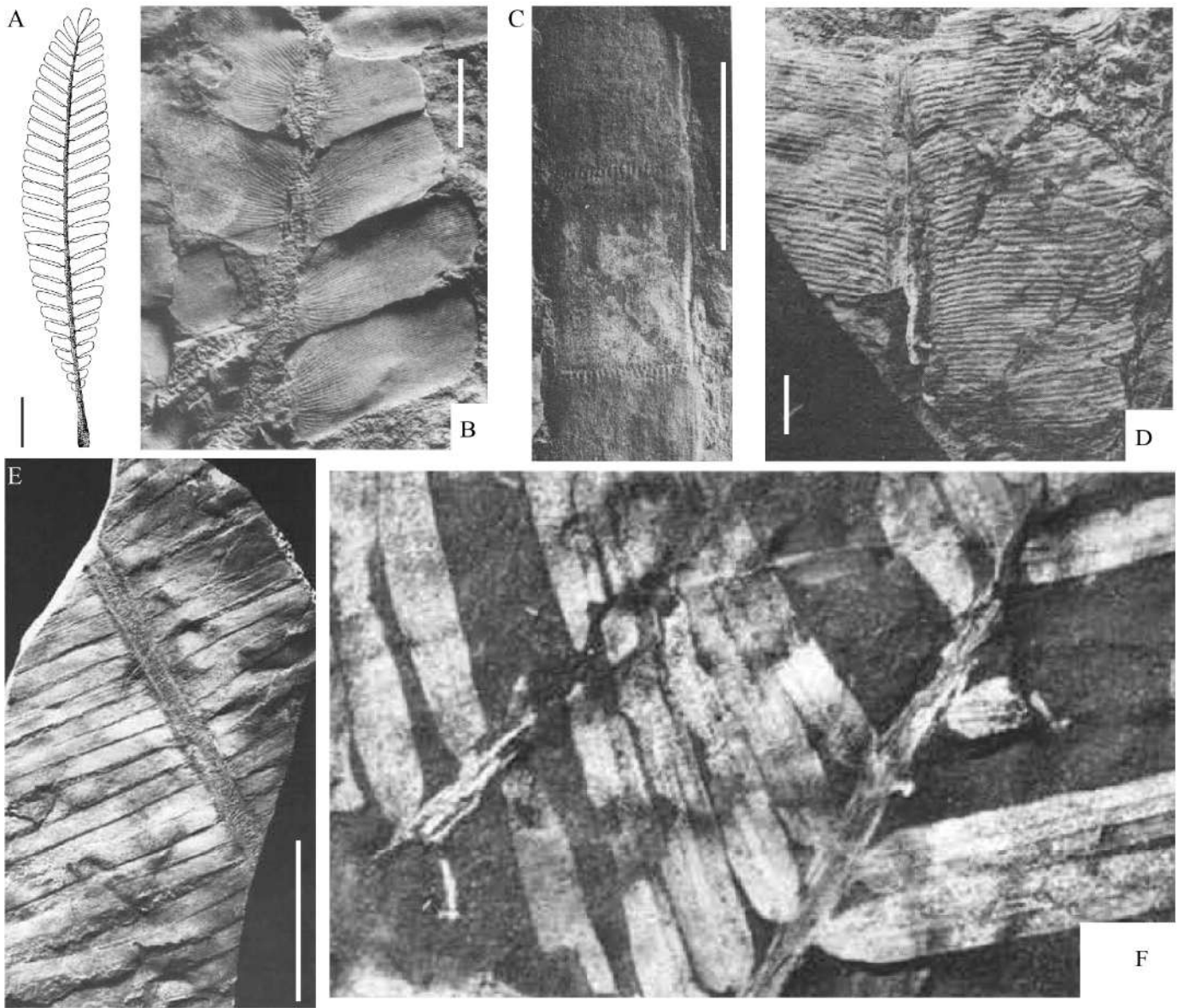


Figura 5. A. Reconstrucción de una hoja típica de *Laurozamites* similar a *Laurozamites fragilis* (tomado de Weber y Zamudio-Varela, 1995, fig. 6, escala 2 cm). B.- *Laurozamites yaqui* Weber y Zamudio-Varela 1995 (IGM-PB-515-674) del área La Barranca-Santa Clara, escala 1 cm (tomado de Weber y Zamudio-Varela, 1995). C.- *Equisetites aequaliginosus* Weber 2005 (escala 2.5 cm, tomado de Weber *et al.*, 1980a). D.- *Taeniopteris elegans* Newberry 1876 (escala 2.5 cm, tomado de Weber *et al.*, 1980a). E.- “*Ctenophyllum braunianum*” s.l. Göppert 1844 (escala 3.5 cm, imagen tomada de Weber, 1997). F.- *Elatocladus carolinensis* (Emmons) Weber 1997 (imagen tomada de Weber, 1997, escala no indicada).

3. Edad de la Formación Santa Clara

Datos bioestratigráficos, geocronológicos y de isótopos de U/Pb en zircones heredados para tobos de la Formación Santa Clara del Grupo Barranca en Sonora Central indican una edad del Cárnico para la unidad (235–225 Ma, Triásico Superior) (Anderson y Silver, 1979; Gehrels y Stewart, 1998). Edades cronoestratigráficas de la Formación Antimonio (equivalente lateral de la Formación Santa Clara) indican una edad mínima del Triásico Medio (Roadiano-Ladiniano, 270–240 Ma) (González-León *et al.*, 2005).

La fauna marina constituida por *Anodontophora*, *Cassianella*, *Monotis*, *Myophorigonia* y *Traskites* indican una edad triásica, y las especies fósiles de estos géneros una edad cárnica (Alencáster, 1961b). Las especies de *Cassianella* y *Monotis* son confer, en el caso de *Traskites* es una ejemplar indeterminable y *Anodontophora remondi* solo ha sido descrita en Sonora. Asimismo, se describieron dos especies nuevas de *Myophorigonia* que aunque este género es abundante en el Cárnico de Norteamérica (Alencáster, 1961b), no se justifica la asignación de esta edad ya que su rango estratigráfico es mayor, por lo que la bioestratigrafía de fauna marina

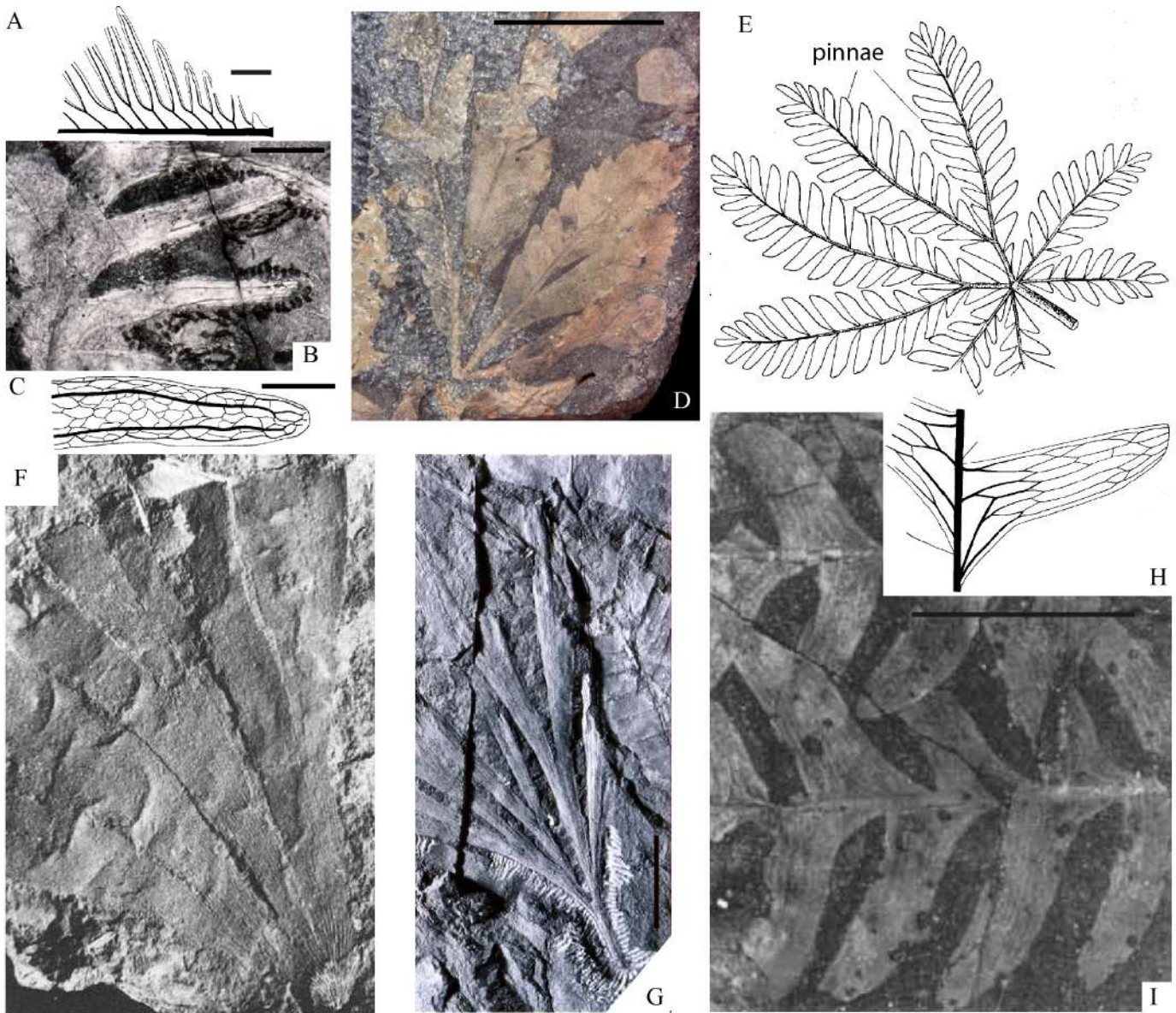


Figura 6. A-C. *Sonoraphyllum mirabile* Weber 1995 (imagen tomada de Weber, 1995), escala de 2 cm en imagen A, escala de 1 cm en C. [Fig. 7B: escala 1.5 cm; foto tomada por A. Altamira y R. Weber, disponible en <https://www.geologia.unam.mx/igl/deptos/paleo/weber/galeria/foto030.htm>]. D.- *Scoresbya dentata* Harris 1932 (escala 3 cm; foto tomada por A. Altamira y R. Weber, disponible en <https://www.geologia.unam.mx/igl/deptos/paleo/weber/galeria/foto042.htm>). Ginkgoales de la Formación Santa Clara en el área de La Barranca-Santa Clara. E, H, I.- *Scoresbya pinnata* Weber 1995 (imagen tomada de Weber, 1995; E y H reconstrucción de las hojas, escala 2.5 cm). F.- *Chiropteris* sp. (imagen tomada de Weber, 1997; escala no indicada en el artículo original). G.- *Sphe-nobaiera* sp. (escala 3 cm; foto tomada por A. Altamira y R. Weber, disponible en <https://www.geologia.unam.mx/igl/deptos/paleo/weber/galeria/foto045.htm>).

en la Formación Santa Clara es cuestionable. En base a la fauna marina se indica una edad cárnica debido a su correlación con depósitos cárnicos de la Formación El Antimonio, aunque ésta unidad ha sido asignada con base en fauna marina (belemnoides aulacoceridos, bivalvos, braquiópodos, corales) al Cárnico en su base, al Nórico en su parte media y Jurásico Inferior hacia su techo (Stanley *et al.*, 1994; Damborenea y González-León, 1997).

Muchas de las plantas fósiles descritas en la Formación Santa Clara son típicas del Triásico Tardío, como son algunas esfenofitas (*Equisetites*), helechos (*Asterotheca*), cicadas/bennettitales (*Laurozamites*, *Pterophyllum*, *Ctenophyllum*), ginkgoitas y algunas coníferas (Kustatscher *et al.*, 2018). *Mertensides bullatus*, *Laurozamites fragile* (Newberry, 1876) Weber & Zamudio-Varela y *Taeniopteris magnifolia* son las especies fósiles de flora que indican una edad del Triásico Tardío por

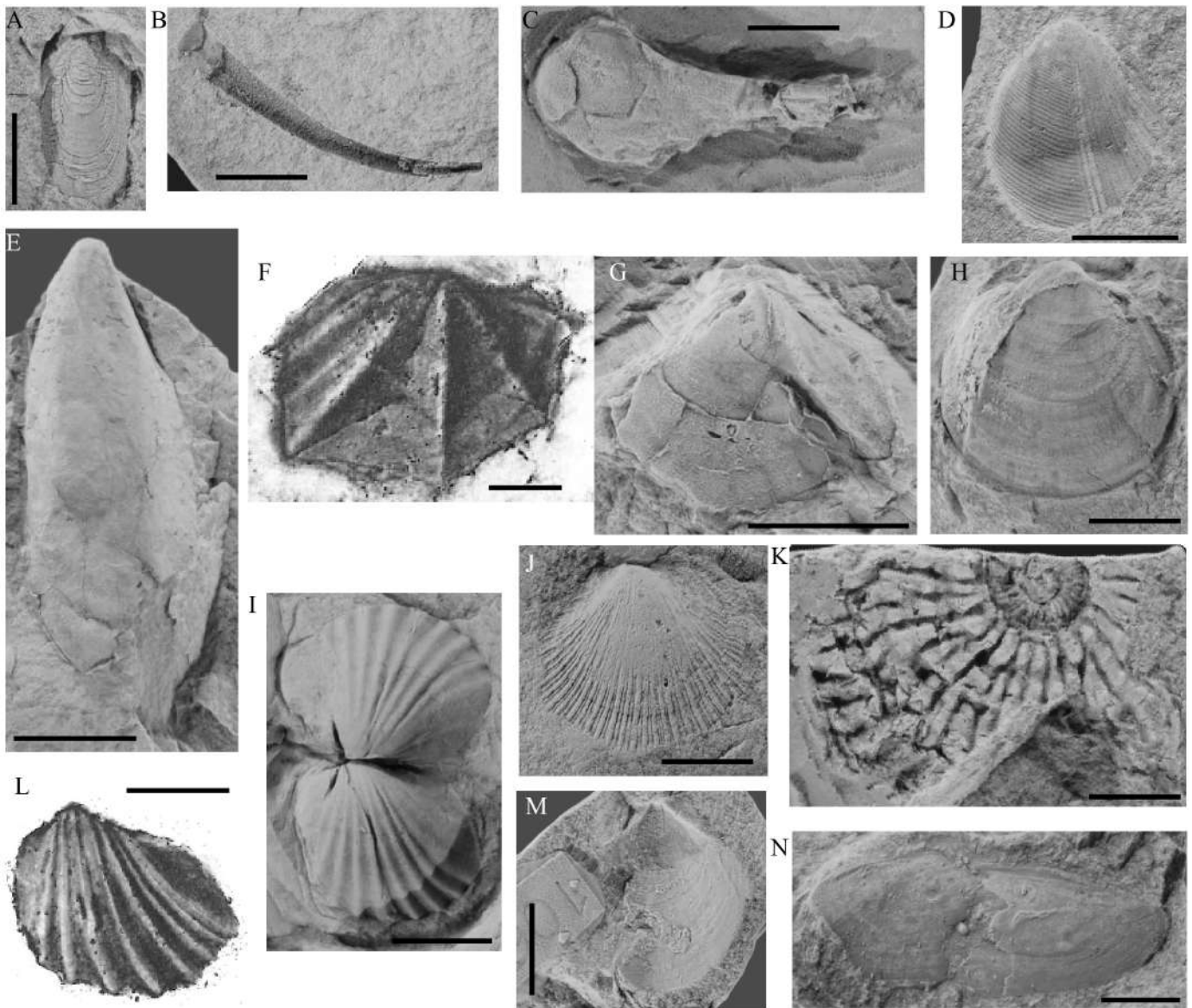


Figura 7. Fauna de la Formación Santa Clara en Sonora (figuras 4F y 4L tomadas de Alencáster, 1961b; el resto de imágenes tomadas de: Departamento de Paleontología Instituto de Geología (IGL), Colección Nacional de Paleontología (IGM). En Portal de Datos Abiertos UNAM Colecciones Universitarias -en línea-, México, Universidad Nacional Autónoma de México). A.- *Lingula* cf. *selwyni* Thiteaves (1058-5-P-IGM, localidad Santa Clara) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:1058>); B.- *Dentalium* sp. (1071-2-S-IGM, localidad Santa Clara) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:1071>); C.- *Nuculana curvirostris* Alencáster, 1961b (holotipo 1059-2-P-IGM, localidad San Marcial) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:7260>); D.- ?*Trigonia* sp. (1064-2-P-IGM, localidad Santa Clara) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:1064>); E.- *Mytilus* (*Chloromya*) *sonorensis* Alencáster, 1961b (holotipo 1065-26-P-IGM, localidad Santa Clara) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:1065>); F.- *Myophoria boesei* Frech (1062-5-P-IGM, localidad Santa Clara); G.- *Myophoria* cf. *laevigata* (Zieten) (1061-1-P-IGM, localidad Santa Clara) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:1061>); H.- *Anodontophora remondi* (Gabb) Alencáster, 1961b (1069-97-P-IGM, localidad San Marcial) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:7281>); I.- *Myophoria mexicana* Alencáster, 1961b (holotipo 1060-14-P-IGM, localidad Santa Clara) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:7262>); J.- *Monotis* cf. *montini* McLearn (10-68-2-P-IGM, localidad Santa Clara) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:7279>); K.- ammonite ?*Traskites* (*Shastites*) sp. (1070-1-C-IGM, localidad Santa Clara) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:1070>); L.- *Myophorigonia salasi* Alencáster, 1961b (1063-7.-P-IGM, localidad San Marcial); M.- *Entolium* cf. *subdemissus* Münster (1067-3-P-IGM, localidad Santa Clara) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:1067>); N.- *Cassianella* cf. *woyaniana* McLearn (1066-8-P-IGM, localidad Santa Clara) (<https://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:7278>). Imágenes F y L tomadas de Alencáster, 1961b. Escalas A, B, C, D, F, J, K, M y N corresponde con 5 mm; escala E corresponde con 2 cm; escalas G, H e I corresponden con 1 cm.

su correlación con numerosos lugares del mundo, incluyendo el Grupo Dockum de Texas y el Grupo Newark de Virginia en los Estados Unidos (Alencáster, 1961b; Silva-Pineda, 1961). Asimismo, los géneros *Cynepteris*, *Mertensides* y *Tranquillia* se conocen desde el Cárnico (Weber, 1997).

4. Paleogeografía y paleoambiente durante depósito de la Fm. Santa Clara

Las rocas del Triásico Superior y Jurásico Inferior en Sonora están representadas por afloramientos discontinuos de los depósitos del Grupo Barranca y Grupo El Antimonio (González-León *et al.* 2011). La sedimentación del Grupo Antimonio que inició en el Triásico Tardío continuó hasta el Sinemuriano (González-León *et al.* 2011). Existen diferencias petrográficas marcadas entre el Grupo Antimonio y el Grupo Barranca, en el primero predominan los fragmentos líticos derivados de terrenos volcánicos y plutónicos, mientras que en el segundo se presentan principalmente clastos de cuarzo, feldespato, cuarzarenita, pedernal y caliza paleozoica fosilífera. Estudios de isótopos de U/Pb en circones heredados indican que el origen de los aportes de ambos grupos provienen de los basamentos proterozoicos regionales y rocas ígneas de arco volcánico de edad pérmica, triásica y jurásica (González-León *et al.* 2011). El Grupo El Antimonio está conformado por las formaciones Antimonio, Río Asunción y Sierra de Santa Rosa (González-León *et al.* 2011). En el Cárnico, en el área de El Antimonio, predominan los depósitos calcáreos marinos de facies nerítica (Fm. Antimonio), determinada por la presencia de diferente fauna con predominancia de ammonites, corales, bivalvos y gasterópodos (Keller, 1928, p. 329; White y Guiza, 1949, p. 10; González-León *et al.* 2011). Por el contrario, en el área de Santa Clara, San Marcial y El Salto los depósitos para el Cárnico son de facies palustres con pantanos que dieron lugar al carbón con abundante flora y bivalvos, principalmente representados por la Formación Santa Clara (Wilson y Rocha, 1946, p. 26; Bello-Barradas, 1960, figs. 6-10; Silva-Pineda y Buitrón, 1998, p. 67). Las formaciones Antimonio y Santa Clara se consideran equivalentes laterales, aunque con esquemas de proveniencia sedimentaria diferente en base a estudios de isótopos de U/Pb de circones heredados: la fuente más probable de la Fm. Antimonio sería de la erosión de rocas plutónicas y volcánicas del Pérmico y del Triásico Medio (Roadiano-Ladiniano, 270–240 Ma), mientras que para las tobas de la Fm. Santa Clara la fuente sería de la erosión de rocas precámbricas del suroeste de Estados Unidos y Sonora, pérmicas e ígneas triásicas (Anderson y Silver, 1979; Gehrels y Stewart, 1998).

En una primera reconstrucción paleogeográfica, se describió que el Grupo Barranca se acumuló en la Cuenca de San Marcial, la cual se rellenó hasta finales del Triásico Tardío y fue en ese momento durante el Cárnico

cuando tuvo conexión marina con la paleobahía del Antimonio, siendo equivalentes laterales para esta edad (Alencáster, 1961a). Según esta primera reconstrucción, el depósito en la Cuenca de San Marcial comenzó posiblemente antes del Cárnico con calizas yesíferas en un medio de circulación restringida según los datos de Bello-Barradas (1959, 1960). Posteriormente, se registró la entrada de material clástico con un predominio de areniscas cuarcíferas debido al desmantelamiento de rocas cristalinas que afloraron después de sufrir un elevamiento (Alencáster, 1961a). Después de este episodio clástico, se fue disminuyendo paulatinamente el depósito fue marino constituido por areniscas de grano fino, limolitas y lodolitas, interpretándose como un ambiente de pantano con selvas densas de cicadáceas, helechos y otro tipo de plantas. En las áreas donde se han encontrado depósitos con pecelípodos marinos (géneros *Mytilus*, *Dentalium* y *Nuculana*) asociadas a estas plantas bien conservadas se ha interpretado como una invasión temporal de las aguas marinas sobre una llanura baja, las cuales quedaron estancadas. Estas aguas estancadas fueron evolucionando progresivamente por la influencia de agua dulce proveniente de los ríos, manteniéndose únicamente fauna tolerante de agua salobre como el pecelípodo *Anodontophora* (Alencáster, 1961a) y el conócstraco *Cyzicus* (*Lioestheria*) sp. (crustáceo de la Clase Branchiopoda). Estos depósitos pantanosos permitieron la acumulación de mantos carbonosos en una secuencia de alternancia rítmica con sedimentos clásticos arenosos finos, posiblemente asociados a variaciones climáticas debido a una estacionalidad de alta pluviosidad (Alencáster, 1961a).

La segunda reconstrucción paleogeográfica realizada por Stewart y Roldán Quintana (1991), implica que el Grupo Barranca se depositó en una fase de rifting, en una cuenca distensiva alargada en dirección E-O en la parte central de Sonora al sureste de Hermosillo.

La tercera reconstrucción paleogeográfica, implica que el Grupo Antimonio pertenecía al terreno Antimonio, un terreno alóctono cabalgante (el cual se habría depositado en una cuenca marina de antearco) sobre el basamento del Precámbrico y el Paleozoico de Sonora, lo cual se podría explicar por el desplazamiento lateral izquierdo durante el Jurásico Tardío debido a la falla de Mojave-Sonora cuya posición original se encontraba en el suroeste de los Estados Unidos (González-León *et al.* 2011). La mayoría de los investigadores concuerdan que los grupos El Antimonio y Barranca se depositaron en la misma cuenca cuya línea de playa se ubicaría cerca de la Sierra de Santa Teresa (Stewart, 2005; Marzolf y Anderson, 2005).

5. Conclusiones

La flora de la Formación Santa Clara en Sonora es el único registro paleobotánico del Triásico Superior (Cárnico) en México bien fechado que permite

correlacionarlo con otras localidades florísticas de la misma edad en Norteamérica. La flora está predominada por helechos y cicadofitas, y en menor proporción de pteridospermas, coníferales, equisetales y ginkgoales. La presencia en algunos niveles en San Marcial, San Javier y Santa Clara de fauna marina (principalmente de bivalvos) junto con las plantas fósiles sugiere incursiones marinas temporales.

Agradecimientos

Agradecemos a dos revisores anónimos por su inestimables sugerencias que ayudaron a mejorar el presente trabajo.

Referencias

- Alencáster, G. (1961a). Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del estado de Sonora, *Paleontología Mexicana*, 11 (1), 1–18.
- Alencáster, G. (1961b). Fauna fósil de la Formación Santa Clara (Cárnico) del estado de Sonora, *Paleontología Mexicana*, 11 (3), 19–45.
- Anderson, T.H. & Silver, L.T. (1979). The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora. En: Anderson, T.H. & Roldán-Quintana, J., (eds.). *Geology of northern Sonora*. Geological Society of America Annual Meeting, San Diego, California, Guidebook-Field Trip, 27, 59–68.
- Antuna-Ibarra, I. (2002). *Estratigrafía del Grupo Barranca en la región de San Marcial, Sonora*. Hermosillo, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, Unidad Académica, Hermosillo. Tesis de licenciatura, 58 pp.
- Bello-Barradas, A. (1959). *Reconocimiento geológico de la zona carbonífera de San Marcial, Sonora*. Hermosillo, México, Consejo de Recursos Minerales, Archivo técnico OH-20, 24 pp.
- Bello-Barradas, A. (1960). *Geología de los yacimientos de antracita de San Marcial, Municipio de San Marcial, Sonora*. Ciudad de México, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M., Tesis Profesional, 40 pp.
- Burckhardt, C. (1930). Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. *Mémoire de la Société Paléontologique Suisse*, 49(1), 1–123.
- Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13(1-2), 1–98.
- Cojan, I. & Potter, P.E. (1991). Depositional environment, petrology, and provenance of the Santa Clara Formation, Upper Triassic Barranca Group, eastern Sonora, Mexico. En: Pérez-Segura, E. & Jacques-Ayala, C. (eds.). *Studies of Sonoran Geology*. GSA Special Papers, 254, 37–50. <https://doi.org/10.1130/SPE254-p37>
- Damborenea, S.E. & González-León, C.M. (1997). Late Triassic and Early Jurassic bivalves from Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (2), 178–201.
- Departamento de Paleontología, Instituto de Geología (IGI), Colección Nacional de Paleontología (IGM), Tipos. En: *Portal de Datos Abiertos UNAM* (en línea), México, Universidad Nacional Autónoma de México. Disponible en: <https://datosabiertos.unam.mx>. Fecha de actualización: 25/08/2015, 7:34:00 p.m. Fecha de consulta: 08/11/2022, 1:00:00 p.m.
- Fastovsky, D.E., Clark, J.M., Strater, N.H., Montellano, M., Hernández R.R. & Hopson, J.A. (1995). Depositional environments of a Middle Jurassic Terrestrial vertebrate assemblage, Huizachal Canyon, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 15 (3), 561–575.
- Flores, T. (1929). Reconocimientos geológicos en la región central del estado de Sonora. *Boletín Instituto Geológico de México*, 49, 1–267.
- Gehrels, G.E. & Stewart, J.H. (1998). Detrital zircon U-Pb geochronology of Cambrian to Triassic miogeoclinal strata of Sonora, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 103, 2471–2488. <https://doi.org/10.1029/97JB03251>
- González-León, C.M., Stanley, G.D., Gehrels, G.E. & Centeno-García, E. (2005). New data on the lithostratigraphy, detrital zircon and Nd isotope provenance, and paleogeographic setting of the El Antimonio Group, Sonora, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 393, 259–282.
- González-León, C.M., Valencia, V.A., Lawton, T.F., Amato, J.M., Gehrels, G.E., Leggett, W.J., Montijo-Contreras, O. & Fernández, M.A. (2009). The lower Mesozoic record of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, Mexico, and its paleogeographic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (2), 301–314.
- González-León, C.M., Lawton, T.F. & Weber, R. (2011). Estratigrafía del Triásico y el Jurásico Inferior de Sonora, México. En: Calmus, T., (ed.). *Panorama de la geología de Sonora, México*. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín Instituto de Geología, 118(3), 57–80.
- Guiza, R. Jr. & White, D.E. (1949). Los yacimientos antimoniales de la región de El Antimonio, estado de Sonora. *Boletín Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales (México)*, 23, 1–48.
- Gutiérrez-Briones, J.F. (2005). *Estudio estratigráfico sedimentológico de la Formación Coyotes (Triásico Superior) y su importancia en el entendimiento de la evolución geológica de Sonora central*. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de maestría, 81 pp.
- Humphreys, E.W. (1916). Triassic plants from Sonora, Mexico, including a *Neocalamites* not previously reported from North America. *Memoirs of the New York Botanical Garden*, 6, 75–78. <https://www.biodiversitylibrary.org/item/42501#page/15/mode/1up>
- Jaworski, E. (1929). Eine Liasfauna aus Nordwest-Mexiko. *Abhandlungen der Schweizerischen Palaeontologischen Gesellschaft*, 48(4), 1–12.
- Keller, W.T. (1928). Stratigraphische beobachtungen in Sonora (northwest Mexico). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 21, 327–335.
- Keller, W.T. (1973). Observaciones estratigráficas en Sonora. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 35 (1–3), 2–22.
- King, R.E. (1939). Geologic reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 50, 1625–1722.
- Kustatscher, E., Ash, S.R., Karasev, E., Pott, C., Vajda, V., Yu, J. & McLoughlin, S., 2018, Chapter 13 Flora of the Late Triassic. En: Tanner, L.H. (ed.). *The Late Triassic World, Topics in Geobiology*, 46, 545–622. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68009-5_13
- Lucas, S.G., Cantrell, A., Suazo, T.L. & Estep, J.W. (2015). Carnian (Late Triassic) Ammonoids From El Antimonio, Sonora, Mexico. En: Sullivan, R.M. & Lucas, S.O. (eds.), *Fossil Record 4*. New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, 67, 189–204.
- Marzolf, J.E. & Anderson, T.H. (2005). Lower Mesozoic facies and crosscutting sequence boundaries—constraints on displacement

- of the Caborca terrane. En: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W. & Steiner, M.B., (eds.). *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives*. Geological Society of America Special Paper, 393, 283–308.
- Michalzik, D. (1991). Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico. *Sedimentary Geology*, 71 (3–4), 243–259.
- Mixon, R.B., Murray, G.E. & Díaz, T. (1959). Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 43 (4), 757–771.
- Montellano, M., Hopson, J.A. & Clark, J.M. (2008). Late early Jurassic mammaliaforms from Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28(4), 1130–1143. <https://doi.org/10.1671/0272-4634-28.4.1130>
- Obregón-Andría, L. & Arriaga-Arredondo, F. (1991). Coal in Sonora. En: Pérez-Segura, E. & Jacques-Ayala, C. (eds.). *Studies in Sonoran geology*. Geological Society of America Special Paper, 254, 121–130.
- Perrilliat, M.C. & Castañeda-Posadas, C. (2013). Catálogo de Plantas Fósiles en la Colección Nacional de Paleontología del Instituto de Geología, UNAM, México: *Boletín Instituto de Geología UNAM*, 119, 1–109.
- Pesquera-Velázquez, R. & Carbonell-Córdoba, M. (1960). Geología y exploración de los depósitos de carbón de la región de San Marcial, estado de Sonora. *Boletín Consejo de Recursos Minerales no Renovables (México)*, 59, 1–52.
- Reynoso, V.H. (1996). A middle Jurassic *Sphenodon*-like sphenodontian from Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 16 (2), 210–221. <https://doi.org/10.1080/02724634.1996.10011309>
- Reynoso, V.H. (2005). Possible evidence of a venom apparatus in a Middle Jurassic sphenodontian from the Huizachal red beds of Tamaulipas, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 25, 646–654.
- Rubio-Cisneros, I.I. & Lawton, T.F. (2011). Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension. *Geosphere*, 7, 159–170.
- Rueda-Gaxiola, J., López, O.E., Dueñas, M.A. & Rodríguez J.L. (1993). Los Anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla-El Alamar. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 43 (1), 1–33.
- Silva-Pineda, A. (1961). Paleontología del Triásico Superior de Sonora; Parte II, Flora fósil de la Formación Santa Clara (Cárnico) del estado de Sonora. En: Alencáster de Cserna, G. (ed.). *Paleontología del Triásico Superior de Sonora*. Paleontología Mexicana, 11(2), 1–37.
- Silva-Pineda, A. (1979). La flora triásica de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 3 (2), 138–145.
- Silva-Pineda, A. & Buitrón-Sánchez, B.E. (1998). *Paleontología de México*. Plantas vasculares fósiles: México, Facultad de Ingeniería UNAM, 93 pp.
- Stanley, G.D., González-León, C., Sandy, M.R., Senowbari-Daryan, B., Doyle, P., Tamura, M. & Erwin, D.H. (1994). Upper Triassic invertebrates from the Antimonio Formation, Sonora, Mexico. *The Paleontological Society Memoir*, 36, Supplement 68 (4), 1–33.
- Stewart, J.H. (2005). Evidence for Mojave-Sonora megashear—systematic left-lateral offset of Neoproterozoic to Lower Jurassic strata and facies, western United States and northwestern Mexico. En: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W. & Steiner, M.B., (eds.). *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment and alternatives*. Geological Society of America Special Paper, 393, 210–231.
- Stewart, J.H. & Roldán-Quintana, J. (1991). Upper Triassic Barranca Group; nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 254, 19–36. <https://doi.org/10.1130/SPE254-p19>
- Weber, R. (1980). Megafósiles de Coníferas del Triásico Tardío y del Cretácico Tardío de México y consideraciones generales sobre las Coníferas mesozoicas de México. *Revista Instituto de Geología UNAM*, 4 (2), 111–124.
- Weber, R. (1985a). Las plantas fósiles de la Formación Santa Clara (Triásico Tardío, Sonora, México) – estado actual de las investigaciones. En: Weber, R., (ed.). *Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología, Simposio sobre floras del Triásico Tardío, su fitogeografía y paleoecología*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología: Oaxtepec, Morelos, Mexico, Memoria, pp. 107–124.
- Weber, R. (1985b). Helechos nuevos y poco conocidos de la taoflora Santa Clara (Triásico Tardío, Sonora) NW-Mexico Part I Marattiales. En: Weber, R., (ed.). *Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología, Simposio sobre floras del Triásico Tardío, su fitogeografía y paleoecología*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología: Oaxtepec, Morelos, México, Memoria, pp. 125–137.
- Weber, R. (1985c). Helechos nuevos y poco conocidos de la taoflora Santa Clara (Triásico Tardío, Sonora) NW-Mexico Part II Helechos leptosporangios; Cynepteridaceae y Gleicheniaceae. En: Weber, R., (ed.). *Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología, Simposio sobre floras del Triásico Tardío, su fitogeografía y paleoecología*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología: Oaxtepec, Morelos, México, Memoria, pp. 139–152.
- Weber, R. (1995). A new species of *Scoresbya* Harris and *Sonoraphyllum* gen. nov. (Plantae Incertae sedis) from the Late Triassic of Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12 (1), 94–107.
- Weber, R. (1996). Review of *Macropterygium* Schimper (“Cycadophyta”, presumed Bennettiales) and a new species from the Upper Triassic of Sonora, Northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13 (2), 201–220.
- Weber, R. (1997). How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (2), 225–243.
- Weber, R. (1999). New and poorly known ferns from the Santa Clara Formation, Late Triassic, Sonora, NW Mexico; III Marattiales. *Tranquilia* Herbst—a Panamerican dimorphic genus. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16(2), 175–186.
- Weber, R. (2005). *Equisetites aequicaliginosus* sp. nov., ein Riesenschachtelhalm Aus der spätriassischen Formation Santa Clara, Sonora, Mexico. *Revue de Paléobiologie*, 24 (1), 331–364.
- Weber, R. (2008a). Homomorfismo en Equisetaceae del Triásico: *Asinisetum* gen. nov., *Equisetites aequicaliginosus* Weber y conos asociados de Sonora, México. En: Weber, R., (ed.). *Plantas triásicas y jurásicas de México*. Boletín Instituto de Geología UNAM, 115 (1), 1–83.
- Weber, R. (2008b). *Phlebopteris* (Matoniaceae) en el Triásico y Jurásico

- de México. En: Weber, R., (ed.). *Plantas triásicas y jurásicas de México*. Boletín Instituto de Geología, UNAM 115 (2), 85–115.
- Weber, R. (2008c). *Dictyotrichia* gen. nov., *Haitingeria* Krasser, y otros órganos reproductivos o apendiculares de cicadofitas, Triásico Tardío, Sonora, México. En: Weber, R., (ed.). *Plantas triásicas y jurásicas de México*. Boletín Instituto de Geología UNAM, 115 (3), 117–149.
- Weber, R. & Zamudio-Varela, G. (1995). *Laurozamites*, a new genus and new species of bennettitalean leaves from the Late Triassic of North America. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12 (1), 68–93.
- Weber, R., Trejo-Cruz, R., Torres-Romo, A. & García-Padilla, A. (1980a). Hipótesis de trabajo acerca de la paleoecología de comunidades de la taoflora Santa Clara del Triásico Tardío de Sonora. *Revista Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, 4(2), 138–154.
- Weber, R., Zambrano-García, A. & Amozurrutia-Silva, F. (1980b). Nuevas contribuciones al conocimiento de la taoflora de la Formación Santa Clara (Triásico Tardío) de Sonora. *Revista Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, 4 (2), 125–137.
- White, D. & Guiza, R. (1949). Los yacimientos antimoniales de la región de El Antimonio, Estado de Sonora. *Boletín del Instituto Nacional para la Investigación de los Recursos Minerales*, 23, 1–48.
- Wilson, I.F. & Rocha, V.S. (1946). Los yacimientos de carbón de la región de Santa Clara, municipio de San Javier, estado de Sonora. *Boletín del Comité Directivo para la Investigación de Recursos Minerales (México)*, 9, 1–108.
- Zambrano-García, A. & Weber, R. (1985). Nuevo ensayo de un panorama de la paleoecología de comunidades de taoflora Santa Clara (Triásico Tardío, Sonora). En: Weber, R., (ed.). *Simposio sobre floras del Triásico Tardío, su fitogeografía y paleoecología*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología: Oaxtepec, Morelos, México, Memoria, 153–163.

Itinerario de la excursión

Fecha de la excursión: sábado 26 de noviembre, 2022.

Recomendaciones generales para los participantes:

En la zona de la excursión se han registrado temperaturas medias para el mes de noviembre de 18-20°C, pero el clima puede ser impredecible ante la llegada de frentes fríos que pueden provocar lluvias. Se sugiere estar atentos a predicciones del clima para llevar la ropa adecuada. Se hará una caminata de aproximadamente 1.5 km por terreno con topografía suave, que no excede los 150 m de diferencia de altitud. Se recomienda llevar botas, ropa de campo apropiada y líquidos suficientes para hidratación.

Las altitudes regionales por donde se realizará la excursión varían de 500 a 805 msnm.

Sábado 26 de noviembre, 2022

- 08:00 HRS. Salida de instalaciones de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología UNAM, en Hermosillo, para iniciar viaje de excursión.
- 08:20 HRS. Salida de Hermosillo tomando la carretera internacional 16 hacia el sureste rumbo a Yécora, desviándose en el entronque ubicado a 145 km de Hermosillo por la carretera 129 y continuando unos 3 km hacia el poblado de San Javier.
- 11:00 HRS. Recorrido a pie de las dos últimas unidades litoestratigráficas del Grupo Barranca: Fm. Santa Clara y Fm. Coyotes.
- 12:00 HRS. Regreso al entronque entre las carreteras 129 y 16, para continuar por la carretera 16 hasta La Barranca.
- 12:30 HRS. Recorrido del afloramiento con plantas fósiles de la Fm. Santa Clara.
- 15:30 HRS. Regreso de la Barranca hacia Hermosillo retomando la carretera 16 hasta Hermosillo.
- 18:00 HRS. Llegada a Hermosillo con entrega al lugar de hospedaje de cada uno de los participantes en la excursión.