



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

ESTACIÓN REGIONAL DEL NOROESTE

“Conodontos del Pérmico de Sonora: Bioestratigrafía y Paleogeografía”

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

RAMON AARON LARA PEÑA

JURADO EXAMINADOR:

Directora de tesis: DRA. MA. DEL PILAR NAVAS-PAREJO GARCÍA
(ERNO, Instituto de Geología, UNAM)

Presidente: Dr. Carlos Manuel González León (ERNO, Instituto de Geología, UNAM)

Secretaria: Dra. Ma. del Pilar Navas-Parejo García (ERNO, Instituto de Geología,
UNAM) Vocal: Dr. Francisco Sour Tovar (Facultad de Ciencias, UNAM)

Suplente: Dr. Ricardo Barragán Manzo (Instituto de Geología, UNAM)

Suplente: Dr. Miguel Ángel Torres Martínez (Instituto de Geología, UNAM)

COMITÉ TUTORAL

Dra. Ma. del Pilar Navas-Parejo García (ERNO, Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Carlos Manuel González León (ERNO, Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Alexander Iriondo Perrée (Centro de Geociencias, UNAM)

HERMOSILLO, SONORA, MARZO DE 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

"The way in which many Paleozoic life forms disappear towards the end of the Permian Period brings to mind Joseph Haydn's Farewell Symphony where, during the last movement, one musician after the other takes his instrument and leaves the stage until, at the end, none is left."

«Curt Teichert, 1990»

Esta página se ha dejado en blanco para la versión impresa

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, se agradece a la Universidad Nacional Autónoma de México a través del Posgrado en Ciencias de la Tierra y de la Estación Regional del Noroeste por la oportunidad que se me brindó para llevar a cabo este proyecto de maestría. Asimismo, se reconoce el apoyo del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) que, a través de su programa de Becas Nacionales, financió mis estudios de posgrado por un periodo de dos años. Igualmente al proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IA104217 con el cual fueron cubiertos los gastos concernientes a esta investigación.

De igual forma, se agradece al personal administrativo del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México y de la Estación Regional del Noroeste por su ayuda en los trámites y papeleos concernientes a mis estudios de posgrado.

Asimismo, se reconoce la importante labor de la Dra. Pilar Navas-Parejo como directora de esta tesis de maestría. De igual manera al Dr. Carlos Manuel González León y al Dr. Alexander Iriondo Perrée por su distinguido trabajo como miembros del Comité Tutoral que durante dos años evaluaron el desarrollo de esta investigación.

Por otra parte, se hace un agradecimiento especial al Jurado Examinador constituido por la Dra. Pilar Navas-Parejo, el Dr. Carlos Manuel González León, el Dr. Miguel Ángel Torres Martínez, el Dr. Francisco Sour Tovar y el Dr. Ricardo Barragán Manzo, cuyas labores consistieron en evaluar el contenido de este trabajo de tesis y de avalar su calidad y profesionalidad para la obtención del grado de Maestría.

Del mismo modo, se agradece a la Dra. Silvia Blanco Ferrera y al Dr. Javier Sanz López de la Universidad de Oviedo, España por el apoyo brindado durante la estancia de investigación realizada, la cual influyó positivamente en el desarrollo de esta tesis de maestría.

Se agradece a la M.C. Adriana Aimé Orcí Romero del Laboratorio de Corte y Laminación de la Estación Regional del Noroeste, UNAM por su excelente trabajo en la elaboración de las láminas delgadas correspondientes. También se reconoce la valiosa colaboración de la Dra. Verónica Moreno Rodríguez y del Dr. Rafael del Río Salas en la realización de las fotomicrografías de conodontos con el Microscopio Electrónico de Barrido del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) ubicado en la Estación Regional del Noroeste, UNAM. Se agradece también la asesoría del Dr. Miguel Ángel Torres Martínez en el análisis petrográfico de las muestras recolectadas.

Se hace un reconocimiento especial al Dr. Carlos Manuel González León por su apoyo en el trabajo de campo en el noroeste de Sonora, al M.C. Ricardo Amaya Martínez por su valiosa participación como guía y colaborador en el trabajo de campo realizado en Sonora central, y al Geol. Víctor Daniel Vidaña Guillén por su apoyo y soporte en el trabajo de campo realizado en la misma localidad.

Finalmente, se agradece al Lic. Ricardo Ortega Huerta, propietario del Rancho Las Rastras, por permitirnos acceder a su propiedad para realizar el trabajo de campo correspondiente con las localidades de Sonora central.

Esta página se ha dejado en blanco para la versión impresa

DEDICATORIA

Mucho me he esforzado en lograr que esta dedicatoria resulte distinta a la escrita hace dos años. Sin embargo, se ha convertido en una tarea casi imposible pues los logros y las metas cumplidas, y con ellos las emociones y satisfacciones precisas, han sido compartidas una y otra vez con las mismas personas. Algunas se han marchado, otras han permanecido con una constancia admirable y otras más han llegado de formas inesperadas; para todas ellas, esta dedicatoria se ha escrito así.

A mi madre Alejandrina, cuyo valor, esfuerzo, perseverancia, lucidez y candidez han puesto en mí la energía suficiente para continuar adelante. A mi padre Ramón, que aún con un óbito prematuro dejó en mí valores, experiencias, conocimientos y fortalezas que han redondeado las aristas de mi personalidad punzante. A mis hermanos, Mayra y Jesús; dementes, obtusos, exasperantes, amados, asimilados y apropiados. El núcleo perfecto; el nicho que esbozó mi realidad.

A mi familia elegida, al aquelarre, a mis compinches de vida. A Víctor, el infame que ocupa el primer lugar de la lista; el amigo, confesor y secuaz. El aliado de vida pero el detractor de crímenes. Mi vasallo y mi igual. El Único, mi Sam, su Sam. A Beatriz, la Betty. La serpiente escandalosa que alimenta mi esencia viperina. La Dulcinea de mi otra vida; la luz y la oscuridad de mis confesiones tortuosas. El arroyo turbio de mis injurias y la concha raída de mis burlas. A Marycruz, la «permiamiga» o al menos la «paleozoicamiga». La psicóloga sin título, la de los dramas existenciales. La elfina del bosque, la del polen urticante. A Alba, la del gremio. La guía espiritual de este barco que hace agua. La de las birras, la nueva. A Mélanie, la otra. La sabia. La del español gracioso; *le caramel au beurre salé* de mis días. A Georgina, la Geo, la Tierra. A Erik, el austero. A Claudia, la innumerable sacerdotisa del mal. A David, el ausente y fugaz. A Mayne, la luciérnaga extinta de una magia popular. A Estefanía, la otaku, la niña, la rata.

A la familia que siempre ha creído en mí; esa familia biológica que es más grande que las listas de sinonimia. A los viscerales y a los cerebrales. A los pro y a los en contra. A los queridos, a los fuertes, a los leales. A los que se fueron, a los que partieron lejos.

Al Colmillo de Acero, al Happo-Daikarin, a la familia Fine y a las princesas y «princesos» Disney. Al Reino de la Tierra y a la Torre Oscura de Mordor; al viento de Kagura, al Amor de Helga; a los Secretos de la Oscuridad y al poder del Prisma Lunar. Al corazón de Lujuria y al Ojo de V.F.D. A todos esos que me acompañaron día y noche desde un reproductor digital. Que aliviaron mi mente y sofocaron mis penas.

A mis ojos casi ciegos de escudriñar, a mis manos rígidas aferradas a una pica, a mis rodillas gastadas y sostenidas por un palo de pitahaya, a mis pies cansados por tanto caminar. A mi espalda curvada por el peso de las calizas. A mis labios resecaos por la deshidratación. A la urticaria bendita producto de la maleza y al sabor agarroso del polvo en mi garganta. Al deseo de una pizza y de una Coca-Cola muy helada. A los muchos días de trabajo, a las ganas desfallecidas y a los sueños inconclusos. A mis pasatiempos muertos y a mis deseos oprimidos. A los amores efímeros; a los amores sempiternos. A mis metas, a mis proyectos, a mis ambiciones. A mis garras y a mis dientes; a mis cicatrices. A mi villanía casi intrínseca. A mi vida y a mi muerte futura. A mí.

R .A. Lara

Esta página se ha dejado en blanco para la versión impresa

“Three Rings for the Elven-kings under the sky,
Seven for the Dwarf-lords in their halls of stone,
Nine for Mortal Men doomed to die,
One for the Dark Lord on his dark throne
In the Land of Mordor where the Shadows lie.
One Ring to rule them all, One Ring to find them,
One Ring to bring them all and in the darkness bind them
In the Land of Mordor where the Shadows lie.”

«The Lord of the Rings, J.R.R. Tolkien»

Esta página se ha dejado en blanco para la versión impresa

NOTA DEL AUTOR

Los objetivos iniciales de este proyecto de maestría fueron postulados a partir de la necesidad que existe en conocer y estudiar la geología del Pérmico marino de México, particularmente en el noroeste de la República. Asimismo, se consideró como novedoso e interesante iniciar con una línea de investigación que contemple la bioestratigrafía y paleogeografía basada en conodontos como herramienta fundamental.

De esta manera, se consideraron como áreas de estudio seis localidades en los estados de Sonora y Baja California. En Sonora, se estudiaron las sucesiones del Cerro El Capitán, del Cerro Los Monos (El Antimonio), del Cerro Las Rastras y de la Sierra Martínez. En Baja California, las localidades del Arroyo Zamora (Paralelo 30 o El Volcán) y de la Sierra Las Pintas. Desafortunadamente, únicamente se obtuvieron conodontos del Cerro Los Monos, del Cerro Las Rastras y de la Sierra Martínez. Por esta razón, esta tesis se enfocó en las sucesiones pérmicas de Sonora noroccidental y central, decidiéndose titularla como “Conodontos del Pérmico de Sonora: Bioestratigrafía y Paleogeografía”, considerando que representa parte de los objetivos y los resultados obtenidos en esta investigación.

No obstante, dado que del trabajo realizado en la Sierra Las Pintas resultó un estudio sedimentológico y paleontológico, el cual fue publicado en el *Journal of South American Earth Sciences* bajo el título de *Biostratigraphy and petrography of upper Paleozoic Rocks of Sierra Las Pintas, northern Baja California*, en esta tesis se dedicó un apartado especial en el Capítulo 3 donde se explica la estratigrafía de dicha localidad. Asimismo, el artículo en cuestión se incluyó en el Anexo I, pues representa un producto derivado de esta investigación.

Así, en esta tesis se hace alusión a la investigación realizada en el estado de Baja California pero no se incluye como parte del título o del resumen ya que no cumple con las características necesarias en enfoque y resultados para formar parte de un estudio dedicado a la bioestratigrafía de conodontos del noroeste de México.

Esta página se ha dejado en blanco para la versión impresa

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT.....	2
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	3
1.1. OBJETIVOS.....	4
1.1.1. GENERALES	4
1.1.2. PARTICULARES	4
1.2. JUSTIFICACIÓN	5
1.3. HIPÓTESIS.....	5
1.4. ANTECEDENTES.....	6
1.4.1. PALEONTOLOGÍA DE CONODONTOS.....	6
1.4.1.1. GENERALIDADES DE LOS CONODONTOS.....	6
1.4.1.2. PROVINCIALISMO EN CONODONTOS PÉRMICOS	8
1.4.1.3. EVOLUCIÓN DE CONODONTOS PÉRMICOS	13
1.4.1.4. BIOZONACIÓN DE CONODONTOS PÉRMICOS.....	16
1.4.2. PALEOGEOGRAFÍA DEL PÉRMICO MARINO DE MÉXICO	18
1.4.2.1. UNA BREVE DESCRIPCIÓN DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE MÉXICO	19
1.4.2.1.1. CRATÓN DE NORTEAMÉRICA	22
1.4.2.1.2. BLOQUE CABORCA.....	23
1.4.2.1.3. ALÓCTONO DE SONORA.....	24
1.4.2.2. DEPÓSITOS DEL PÉRMICO MARINO DE MÉXICO	24
1.4.2.3. PALEOGEOGRAFÍA Y EL ARCO VOLCÁNICO DEL PÉRMICO	29
CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA	31
2.1. ESTUDIO DE CONODONTOS.....	31
2.1.1. TRABAJO DE CAMPO	32
2.1.2. TRABAJO DE LABORATORIO.....	33
2.1.3. TRABAJO DE GABINETE	34
2.2. ESTUDIO PETROGRÁFICO	35
2.2.1. TRABAJO DE GABINETE	35
CAPÍTULO 3: ÁREAS DE ESTUDIO.....	37
3.1. CERRO LOS MONOS	37
3.1.1. SUCESIONES ESTRATIGRÁFICAS ESTUDIADAS	38
3.1.1.1. FORMACIÓN MONOS.....	38
3.1.2. SECCIÓN LOS MONOS.....	39
3.2. CERRO LAS RASTRAS Y SIERRA MARTÍNEZ	41

3.2.1. SUCESIONES ESTRATIGRÁFICAS ESTUDIADAS	41
3.2.1.1. CALIZA LA CUEVA	41
3.2.1.2. FORMACIÓN MINA MÉXICO	44
3.2.2. SECCIONES DE ESTUDIO	44
3.2.2.1. SECCIÓN LAS RASTRAS	44
3.2.2.2. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 1	45
3.2.2.3. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 2	45
3.3. SIERRA LAS PINTAS	46
3.3.1. SUCESIONES ESTRATIGRÁFICAS ESTUDIADAS	46
3.3.1.1. GRUPO SIERRA LAS PINTAS	46
3.3.1.2. GRUPO ARROYO GRANDE	50
3.3.2. SECCIÓN SIERRA LAS PINTAS	51
3.3.2.1. ÁREA NORTE (GRUPO SIERRA LAS PINTAS).....	52
3.3.2.2. ÁREA SUR (GRUPO ARROYO GRANDE)	52
 CAPÍTULO 4: RESULTADOS.....	 53
4.1. BIOESTRATIGRAFÍA.....	54
4.1.1. SECCIÓN LOS MONOS.....	54
4.1.2. SECCIÓN LAS RASTRAS	61
4.1.3. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 1.....	66
4.1.4. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 2.....	71
4.2. PETROGRAFÍA Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS	75
4.2.1. SECCIÓN LOS MONOS.....	75
4.2.2. SECCIÓN LAS RASTRAS	80
4.2.3. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 1.....	92
4.2.4. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 2.....	99
 CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN.....	 105
5.1. CALIZA LA CUEVA.....	105
5.2. FORMACIÓN MINA MÉXICO	110
5.3. FORMACIÓN MONOS	113
5.4. CONSIDERACIONES FINALES	117
5.4.1. EDAD Y CORRELACIONES	117
5.4.2. PALEOGEOGRAFÍA PÉRMICA DEL «BLOQUE CABORCA».....	119
 CONCLUSIONES.....	 123
 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 126
 ANEXO I.....	 A1
 ANEXO II	 A15

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	3
Figura 1.1. Diagrama que ilustra la reconstrucción de un aparato conodontal	7
Figura 1.2. Mapa paleogeográfico global durante el Guadalupiano (Pérmico medio-superior) que muestra las tres provincias paleoclimáticas del Pérmico además de algunas localidades de importancia bioestratigráfica	9
Figura 1.3. Mapa de la distribución de los bloques corticales propuestos por Dickinson y Lawton (2001) y los distintos terrenos mexicanos definidos por otros autores.	21
Figura 1.4. Mapa de las localidades del Pérmico marino de México.	25
CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA	31
Figura 2.1. Modelo de facies de Wilson para una plataforma carbonatada bordeada	36
CAPÍTULO 3: ÁREAS DE ESTUDIO.....	37
Figura 3.1. Mapa geológico y de localización de los afloramientos de la Formación Monos del noroeste de Sonora.....	40
Figura 3.2. Mapa geológico y de localización de los afloramientos de las rocas de plataforma no diferenciadas (Caliza La Cueva y rocas de plataforma más antiguas) y de la Formación Mina México del centro de Sonora.....	43
Figura 3.3.A. Mapa geológico y de localización de la Sierra Las Pintas del noroeste de Baja California.	47
Figura 3.3.B. Mapa geológico del Grupo Sierra Las Pintas del Paleozoico superior.....	48
Figura 3.3.C. Mapa geológico del Grupo Arroyo Grande	51
CAPÍTULO 4: RESULTADOS.....	53
Figura 4.1. Fotomicrografía de conodontos de la Sección Los Monos.....	54
Figura 4.2. Fotomicrografía de conodontos de la Sección Los Monos.....	56
Figura 4.3. Fotomicrografía de conodontos de la Sección Los Monos.....	58
Figura 4.4. Columna estratigráfica representativa de la Sección Los Monos que muestra la distribución y biozonaciones de los conodontos reconocidos	60
Figura 4.5. Fotomicrografía de conodontos de la Sección Las Rastras.....	62
Figura 4.6. Fotomicrografía de conodontos de la Sección Las Rastras.....	64
Figura 4.7. Fotomicrografía de conodontos de la Sección Las Rastras.....	66
Figura 4.8. Columna estratigráfica representativa de la Sección Las Rastras que muestra la distribución y biozonaciones de los conodontos reconocidos	68
Figura 4.9. Columna estratigráfica representativa de la Sección Sierra Martínez 1 que muestra la distribución y biozonaciones de los conodontos reconocidos	69
Figura 4.10. Fotomicrografía de conodontos de la Sección Sierra Martínez 1	70
Figura 4.11. Fotomicrografía de conodontos de la Sección Sierra Martínez 2	72

Figura 4.12. Columna estratigráfica representativa de la Sección Sierra Martínez 1 que muestra la distribución y biozonaciones de los conodontos reconocidos	74
Figura 4.13. Columna estratigráfica representativa de la Sección Los Monos que muestra las microfacies y los ambientes sedimentarios reconocidos.....	76
Figura 4.14. Microfacies MF-LM-1 de la Sección Los Monos.....	77
Figura 4.15. Microfacies MF-LM-2 de la Sección Los Monos.....	78
Figura 4.16. Microfacies MF-LM-3 de la Sección Los Monos.....	79
Figura 4.17. Microfacies MF-LM-4 de la Sección Los Monos.....	80
Figura 4.18. Columna estratigráfica representativa de la Sección Las Rastras que muestra las microfacies y los ambientes sedimentarios reconocidos.....	81
Figura 4.19. Microfacies MF-LR-1 de la Sección Las Rastras.....	83
Figura 4.20. Microfacies MF-LR-2 de la Sección Las Rastras.....	84
Figura 4.21. Microfacies MF-LR-3 de la Sección Las Rastras.....	85
Figura 4.22. Microfacies MF-LR-4 de la Sección Las Rastras.....	86
Figura 4.23. Microfacies MF-LR-5 de la Sección Las Rastras.....	88
Figura 4.24. Microfacies MF-LR-6 de la Sección Las Rastras.....	89
Figura 4.25. Microfacies MF-LR-7 de la Sección Las Rastras.....	90
Figura 4.26. Columna estratigráfica representativa de la Sección Sierra Martínez 1 que muestra las microfacies y los ambientes sedimentarios reconocidos.....	93
Figura 4.27. Microfacies MF-SM1-1 de la Sección Sierra Martínez 1.....	94
Figura 4.28. Microfacies MF-SM1-2 de la Sección Sierra Martínez 1.....	95
Figura 4.29. Microfacies MF-SM1-3 de la Sección Sierra Martínez 1.....	96
Figura 4.30. Microfacies MF-SM1-4 de la Sección Sierra Martínez 1.....	97
Figura 4.31. Columna estratigráfica representativa de la Sección Sierra Martínez 2 que muestra las microfacies y los ambientes sedimentarios reconocidos.....	100
Figura 4.32. Microfacies MF-SM2-1 de la Sección Sierra Martínez 2.....	101
Figura 4.33. Microfacies MF-SM2-1 de la Sección Sierra Martínez 2.....	102
Figura 4.34. Microfacies MF-SM2-1 de la Sección Sierra Martínez 2.....	103
CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN.....	105
Figura 5.1. Reconstrucción paleogeográfica del suroeste de Laurencia hacia finales del Guadalupiano (260 Ma).....	121

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	3
Tabla 1.1. Distribución de los géneros de conodontos pérmicos más importantes de acuerdo con las provincias paleoclimáticas propuestas por Mei y Wardlaw (1999) y Mei y Henderson (2001) ..	10
Tabla 1.2. Estadios evolutivos, zonas, provincialismo, correlaciones globales y cambios climáticos en conodontos pérmicos	14
Tabla 1.3. Biozonaciones de conodontos pérmicos.....	17
Tabla 1.4. Correlación de los bloques corticales pre-cretácicos con los terrenos previamente propuestos.....	20
Tabla 1.5. Cuadro de correlación para las unidades del Pérmico marino del Cratón de Norteamérica y del Bloque Caborca	26
Tabla 1.6. Cuadro de correlación para las unidades del Pérmico marino del Alóctono de Sonora, del Bloque Coahuila, «Oaxaquia» y del Bloque Yucatán-Chiapas	27
CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA	31
Tabla 2.1. Datos sobre cada una de las secciones estudiadas en esta investigación.....	33
CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN.....	105
Tabla 5.1. Correlación en edad de las sucesiones estudiadas. Nótese la diacronía presente en el contacto entre la Caliza La Cueva y la Formación Mina México del centro de Sonora	118
ANEXO II	A15
Tabla A1. Información general de las localidades del Pérmico marino de México discutidas en el apartado 1.4.2.2	A16
Tabla A2. Datos de abundancia y diversidad de conodontos de la Sección Los Monos.....	A20
Tabla A3. Datos de abundancia y diversidad de conodontos de la Sección Las Rastras.....	A20
Tabla A4. Datos de abundancia y diversidad de conodontos de la Secciones Sierra Martínez 1 y Sección Sierra Martínez 2	A21
Tabla A5. Información sobre la localización de las muestras recolectadas de la Sección Las Rastras y la Sección Sierra Martínez 1	A22
Tabla A6. Información sobre la localización de las muestras recolectadas de la Sección Sierra Martínez 2 y la Sección Los Monos	A23

RESUMEN

El Pérmico representa una etapa clave en la historia de la Tierra, ya que durante este periodo tuvo lugar la conformación de Pangea, desencadenando una serie de cambios a escala global que repercutieron en los ecosistemas marinos y terrestres, encaminándolos a la peor crisis biológica de todo el Fanerozoico. Por esta razón, sus depósitos son de gran interés para trabajos encaminados a conocer la paleogeografía, paleoclimatología, paleoecología y tectónica a finales del Paleozoico e inicios del Mesozoico.

En México, el Pérmico está representado principalmente por sucesiones de origen marino expuestas en nueve estados del territorio nacional. De entre ellos, Sonora presenta un mayor número de afloramientos, incluyendo varios en las zonas centro, noroeste y noreste del estado. En su parte noroccidental se encuentra expuesta la Formación Monos del Guadalupiano. Esta sucesión ha sido ampliamente estudiada desde el punto de vista estratigráfico y paleontológico, ya que representa una localidad clave en las discusiones sobre el Bloque Caborca y su relación con el Miogeoclinal Cordillerano de Norteamérica. En la zona central del estado, se tienen los afloramientos de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México que presentan un rango de edad del Cisuraliano tardío al Guadalupiano temprano. Estas formaciones podrían representar los depósitos pérmicos más australes de la parte suroeste de la plataforma carbonatada paleozoica de Laurencia. En ellos se registra el fin de la deformación diacrónica Ouachita-Marathon-Sonora del Misisípico Tardío al Pérmico tardío que dio como resultado la formación de cuencas de antepaís donde se depositó la Formación Mina México. Asimismo, todas estas sucesiones representan una etapa en la geología del noroeste de México caracterizada por el inicio de la subducción y el desarrollo de un arco continental en el margen oeste de Pangea.

En este trabajo, se ha estudiado la bioestratigrafía con base en conodontos en el Cerro Los Monos en el noroeste de Sonora (Formación Monos) y en el Cerro Las Rastras y Sierra Martínez, en Sonora central (Caliza La Cueva y Formación Mina México) con el objetivo de caracterizar su estratigrafía, edad y paleogeografía. A partir de este estudio, se obtuvieron una serie de asociaciones de conodontos características del Kunguriano tardío-Roadiano ¿temprano? para la Caliza La Cueva, Kunguriano tardío, Roadiano ¿temprano-tardío? para la Formación Mina México y Capitaniano temprano-medio para la Formación Monos, que a su vez permitieron determinar sus afinidades paleobiogeográficas correlacionándolas con los depósitos del suroeste de Norteamérica y con la Provincia Ecuatorial de Aguas Cálidas (*EWWP*) localizada en una franja cercana al paleo-Ecuador.

Estos resultados permiten suponer una autoctonía o parautoctonía de los depósitos pérmicos del noroeste y centro de Sonora, por lo que la hipótesis del Bloque Caborca con un desplazamiento durante el Pérmico-Triásico (Transformante California-Coahuila) o durante el Jurásico (Megacizalla Mojave-Sonora), no parece tener validez en este contexto. Sin embargo, estos resultados no descartan la posibilidad de un desplazamiento anterior al depósito de la Caliza La Cueva (Kunguriano) como se ha sugerido recientemente. De tal forma que los depósitos estudiados corresponden con la parte suroeste de la plataforma carbonatada de Laurencia, que durante el Pérmico temprano registró los efectos de la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora y el inicio en la actividad del arco volcánico del Pérmico-Triásico, denotando un escenario geológico distinto al propuesto tradicionalmente.

ABSTRACT

The Permian is a key period on the Earth's history because at this time the final assemblage of Pangea took place, unleashing a series of global changes that affected the marine and terrestrial ecosystems, and leading them to the most severe biological crisis of the entire Phanerozoic. For this reason, Permian deposits are of great interest for the paleogeographical, paleoclimatological, paleontological and tectonic investigations of the end of the Paleozoic and the beginning of the Mesozoic era.

In Mexico, the Permian period is mostly represented by marine successions exposed in nine states of the national territory. Among them, Sonora presents most of the outcrops, including several reports in the central, northwestern and northeastern region of the state. The Monos Formation of the Guadalupian age crops out in northwestern Sonora, and it has been widely studied for stratigraphical and paleontological interests because its importance in the discussion of the Caborca Block and its relation to the Cordilleran Miogeocline of North America. In the central portion of the state, there are outcrops corresponding to the La Cueva Limestone and the Mina Mexico Formation with an age ranging from late Cisuralian (Kungurian) to the early Guadalupian (Roadian). These formations could represent the southernmost Permian deposits of the southwestern portion of the Paleozoic carbonate platform of Laurentia. These successions registered the diachronic deformation of the Orogeny Ouachita-Marathon-Sonora of the Late Mississippian to the late Permian, which results in the development of a series of foredeep basins that record the sedimentation of the Mina Mexico Formation. Likewise, all these successions represent a stage on the Mexican geology characterized by the beginning of the subduction and the continental arc development in the western margin of Pangea.

This work includes a conodont biostratigraphic study of the successions exposed in the Cerro Los Monos, northwestern Sonora (Monos Formation), and in the Cerro Las Rastras and Sierra Martinez, central Sonora (La Cueva Limestone and Mina Mexico Formation) with the aim of characterizing its stratigraphy, age, and paleogeography. The conodont assemblages recognized within these successions allow the identification of late Kungurian to early? Roadian age for the La Cueva Limestone, late Kungurian to early-late? Roadian for the Mina Mexico Formation, and early-middle Capitanian for the Monos Formation. Also, these faunas suggest that the Sonora Permian rocks are equivalent to the Permian deposits of southwestern North America (Laurentia) and that they belong to the Equatorial Warm Water Province (EWWP), located in a paleolatitude close to the paleoequator at this time.

These results support the idea of an autochthonous or a parautochthonous origin of the Permian deposits of northwest and central Sonora, in contrast to the hypothesis of the Caborca Block, which considers a Permian-Triassic (California-Coahuila Transform) or Jurassic (Mojave-Sonora Megashear) displacement. Nevertheless, these results do not reject the possibility of a displacement previous to the deposit of the La Cueva Limestone during the early Permian as has been suggested in recent works. Consequently, we conclude that these deposits studied herein represent the southwestern margin of the carbonate platform of Laurentia, which record the effects of the Orogeny Ouachita-Marathon-Sonora during the early Permian and the beginning of the volcanic activity of the Permian-Triassic arc of the western Pangea.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Hacia el Pérmico temprano, la mayoría de los continentes habían colisionado para constituir una única masa de tierra denominada Pangea, rodeada del océano de la Panthalassa (Scotese y Langford, 1995); además, el planeta estaba sufriendo un calentamiento después del periodo glacial sucedido durante la mayor parte del Carbonífero e inicios del Pérmico (Wanless y Cannon, 1966; Crowell, 1978; Wright y Vastone, 2001), lo cual tuvo importantes efectos en la composición, patrones de dominancia y distribución paleogeográfica de las comunidades terrestres y marinas (Mei y Henderson, 2001; Willis y McElwain, 2002).

La conformación de Pangea propició una serie de cambios climáticos globales que en el dominio marino se tradujo en la conformación de tres provincias climáticas principales, denominadas como Provincia de Aguas Frías del Norte, Provincia Ecuatorial de Aguas Cálidas y Provincia de Aguas Frías de peri-Gondwana, respectivamente (Mei y Wardlaw, 1996; Mei y Henderson, 2001). Estas tres provincias estuvieron perfectamente identificadas desde el Artinskiano y hasta finales del Pérmico, presentando asociaciones faunísticas características al desarrollarse un provincialismo en muchos de los casos (Yancey, 1975; Ross, C., 1995; Ross, J.R.P., 1995; Wardlaw, 1995; Calvin y Belasky, 2009). Para los conodontos, este provincialismo fue determinante en la distribución de algunos géneros y especies, por lo que, ligados a su gran importancia como indicadores bioestratigráficos de alcance global, resultan indispensables en estudios sobre bioestratigrafía, paleogeografía y paleoecología de las rocas pérmicas del mundo (Mei y Henderson, 2001).

Asimismo, durante esta época tuvo lugar el cierre del océano Rheico, propiciando el choque entre Gondwana y Laurentia, lo cual originó un cinturón orogénico que se extendió por 3000 km, desde la región de Misisipi y Arkansas en el sureste de E.U.A. hasta Baja California, en el noroeste de México (Scotese y Langford, 1995; Poole *et al.*, 2005). Este evento está representado por la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora, la cual generó una serie de cuencas de antepaís sobre el margen pasivo paleozoico de Laurentia dentro de las cuales se registró toda la sedimentación marina de finales del Paleozoico en el margen sur-suroeste de Laurentia (Poole *et al.*, 2005). En Sonora, estas rocas se

encuentran representadas por las sucesiones carbonatadas y sinorogénicas del Pérmico temprano-medio, distribuidas en la parte central del estado (Hewett, 1978; Schmidt, 1978; Stevens *et al.*, 2014). En su parte noroccidental, estas sucesiones están determinadas por las rocas del Pérmico medio-superior, en las cuales se registra la instauración de un margen activo desde el Pérmico temprano al Triásico Tardío (284-221 Ma) (González-León, 1980; Arvizu *et al.*, 2009; Arvizu e Iriondo, 2015), planteando un panorama tectónico sumamente complejo para esta región de Norteamérica, el cual puede ser esclarecido si se analizan los depósitos pérmicos del estado. Por su parte, las sucesiones pérmicas de Baja California no han sido bien caracterizadas desde un punto de vista bioestratigráfico, por lo que su estudio es fundamental en estas problemáticas.

Las sucesiones paleozoicas de Sonora han sido correlacionadas con las rocas miogeoclinales del noroeste de Norteamérica, desplazadas hacia el suroeste por algunas centenas de kilómetros formando parte del Bloque Caborca (Anderson y Silver, 1979). La edad del supuesto desplazamiento registrado en estas sucesiones fue propuesta inicialmente como jurásica, pero en trabajos posteriores ha sido considerada más antigua, de una edad Pérmico-Triásico o Carbonífero-Pérmico (Anderson y Silver, 1979; Dickinson, 2000; Lawton *et al.*, 2017). En el sentido anterior, los depósitos carbonatados del Paleozoico superior de Sonora y Baja California juegan un rol importante para determinar la paleogeografía de los depósitos que actualmente se localizan al suroeste del Cratón Norteamericano (Laurencia), su relación con el arco volcánico del Pérmico y con la etapa final de deformación de la Orogenia Ouachita-Marathon-Sonora.

Por lo anterior, este trabajo se centra en el estudio de las asociaciones de conodontos pérmicos de las rocas del centro y noroeste de Sonora con el fin de aportar información importante en torno a problemáticas de carácter bioestratigráfico y paleogeográfico, volviéndose un punto clave en el entendimiento de la evolución geológica del suroeste de Norteamérica. Asimismo, se incluye un estudio bioestratigráfico y sedimentológico realizado al norte de Baja California.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1. GENERALES

El objetivo general de este trabajo es estudiar algunas de las sucesiones pérmicas expuestas en el noroeste y centro de Sonora, entre ellas, las del Cerro Los Monos, de la Sierra Martínez y del Cerro Las Rastras, y en la Sierra Las Pintas al noreste de Baja California, con la finalidad de:

- Obtener dataciones relativas y controles bioestratigráficos de las sucesiones estudiadas.
- Apoyar en la definición de unidades estratigráficas formales y establecer sus correlaciones laterales a través de las distintas áreas de estudio propuestas.
- Confirmar si las asociaciones faunísticas de los depósitos del Pérmico muestran afinidades paleobiogeográficas de Laurencia tanto en Sonora como en Baja California o si corresponden a bloques acrecionados a Norteamérica en tiempos post-carboníferos.

1.1.2. PARTICULARES

Asimismo, dentro de cada una de las localidades propuestas en los objetivos generales se ha definido una serie de objetivos particulares que atienden a las necesidades y problemáticas de cada

sitio. Para estas sucesiones, se ha planteado el desarrollo de un trabajo bioestratigráfico que contribuya a:

- Establecer controles bioestratigráficos con base en conodontos que permitan precisar la edad de las sucesiones descritas en cada área.
- Caracterizar los ambientes de depósito donde se formó cada una de las sucesiones.
- Obtener nuevos datos micropaleontológicos que contribuyan a la resolución del problema histórico sobre la paleogeografía de las rocas paleozoicas de Sonora central y noroccidental. Es decir, rediscutir la hipótesis del Bloque Caborca desde un punto de vista paleontológico y paleogeográfico.
- Para las localidades de Sonora central (Cerro Las Rastras y Sierra Martínez) se espera contribuir a la caracterización bioestratigráfica de las sucesiones carbonatadas de plataforma (Caliza La Cueva) y de las sucesiones sinorogénicas de antepaís (Formación Mina México) para apoyar en la definición formal de estas unidades.
- En la Sierra Las Pintas se espera establecer indicadores estratigráficos que permitan precisar la edad de las sucesiones y sus correlaciones con las unidades expuestas en Sonora central.

1.2 JUSTIFICACIÓN

Esta investigación se fundamenta en dos aspectos importantes, además del valor científico y geológico que pueda representar un trabajo de este tipo para futuras investigaciones. Estos dos aspectos son:

- El estudio de conodontos, en general, representa una herramienta importante para la obtención de conocimientos paleontológicos, bioestratigráficos, paleoecológicos y paleogeográficos de las sucesiones paleozoicas y triásicas del planeta. Particularmente, el estudio del Pérmico marino en el mundo permite entender los importantes cambios que devinieron en la extinción más severa en la historia de la vida, durante el límite Pérmico-Triásico. A pesar de que en México el Pérmico marino se encuentra distribuido en nueve estados, siendo Sonora uno de los más relevantes por la variedad de ambientes y el número de afloramientos presentes, los trabajos bioestratigráficos de conodontos son realmente escasos por lo que se considera fundamental iniciar con investigaciones de este tipo.
- Si bien, los afloramientos de Sonora son los más conocidos de la república, los de Baja California lo son en menor medida debido a la escasez de estudios realizados en ese estado. Si bien, durante este trabajo no se encontraron elementos conodontales, fue posible la obtención de conclusiones importantes basadas en los resultados derivados de estudios petrográficos y paleontológicos en otros grupos.

1.3 HIPÓTESIS

- Los depósitos carbonatados que representan al Pérmico en el noroeste de México (Sonora y Baja California) corresponden a la sedimentación autóctona de la plataforma carbonatada del suroeste de Laurencia, por lo que se puede establecer una correlación estratigráfica y micropaleontológica entre los afloramientos estudiados y aquellos expuestos en el suroeste de los Estados Unidos de Norteamérica (Arizona, Nuevo México y Texas).

1.4. ANTECEDENTES

1.4.1. PALEONTOLOGÍA DE CONODONTOS

1.4.1.1. GENERALIDADES DE LOS CONODONTOS

Los conodontos son un grupo de animales extintos que poblaron los mares durante 300 millones de años, desde finales del periodo Cámbrico hasta el fin del periodo Triásico (Sweet, 1988).

Poseían un cuerpo alargado, mayoritariamente constituido por tejido blando, con simetría bilateral y una morfología anguiliforme que se asemeja a las mixinas y lampreas actuales. Los restos que se encuentran hoy en día en el registro fósil corresponden con una serie de microestructuras mineralizadas de entre 0.2 y 2 mm, muy abundantes en las rocas y en las que se han basado todos los estudios taxonómicos del grupo. Aun con sus desventajas tafonómicas, existen algunas impresiones de organismos completos, siendo las más importantes aquellas presentes en rocas del Carbonífero inferior de Edimburgo (Escocia) (Aldridge *et al.*, 1986), del Silúrico de Norteamérica (Mikulic *et al.*, 1985a; 1985b; Smith *et al.*, 1987) y del Ordovícico de Sudáfrica (Aldridge y Theron, 1993; Gabbott *et al.*, 1995).

Los primeros hallazgos de estos organismos se remontan a los reportes de Pander (1856), quien describió esas microestructuras fosilizadas en las rocas asumiendo que representaban los dientes y/o mandíbulas de algún grupo desconocido de peces fósiles, por lo que las llamó conodontos (diente cónico). Sin embargo, fue gracias a los descubrimientos de Briggs *et al.* (1983), quienes describieron el primer espécimen fósil de un conodonto completo correspondiente con *Chydagnathus windsorensis* (GLOBENSKY, 1967), y de Gabbott *et al.* (1995), que reportaron los restos fósiles de la parte anterior de *Promissum pulchrum* KOVACS-ENDRODI, 1986 del Ordovícico de Sudáfrica, cuando se logró una mayor comprensión de la anatomía de los conodontos y permitió el establecimiento de las afinidades de este grupo con los cordados. Actualmente son aceptados por la mayor parte de la comunidad científica como un grupo de cordados primitivos, ubicados filogenéticamente entre las mixinas y las lampreas actuales (vertebrados sin mandíbula ni esqueleto mineralizado), y el resto de peces con y sin mandíbula (Donoghue *et al.*, 2000; Sweet y Donoghue, 2001).

De acuerdo con los estudios realizados a los especímenes de Edimburgo y Sudáfrica, se encontró que el de Edimburgo medía alrededor de 40 mm de largo y 2 mm de ancho mientras que, a partir de las reconstrucciones del ejemplar de Sudáfrica, se estimó que éste medía 40 cm de largo (Gabbott *et al.*, 1995). Ambas especies eran alargadas, lateralmente comprimidas y con una región anterior que alojaba el aparato conodontal, un arreglo estructuralmente bien definido compuesto por los elementos conodontales o conodontos. Los tejidos blandos de ambas especies exhibían dos estructuras lobulares en la parte anterior, cada una situada en uno de los planos de simetría bilateral que actualmente se interpreta como las cavidades ópticas, además de dos estructuras de menor tamaño relacionadas con cápsulas óticas y cuatro estructuras similares a hendiduras branquiales (Aldridge *et al.*, 1993; Gabbott *et al.*, 1995; Sweet y Donoghue, 2001).

El aparato conodontal fue conocido a partir del arreglo natural de los elementos en los especímenes fósiles de Edimburgo y Sudáfrica, observándose una simetría bilateral y una

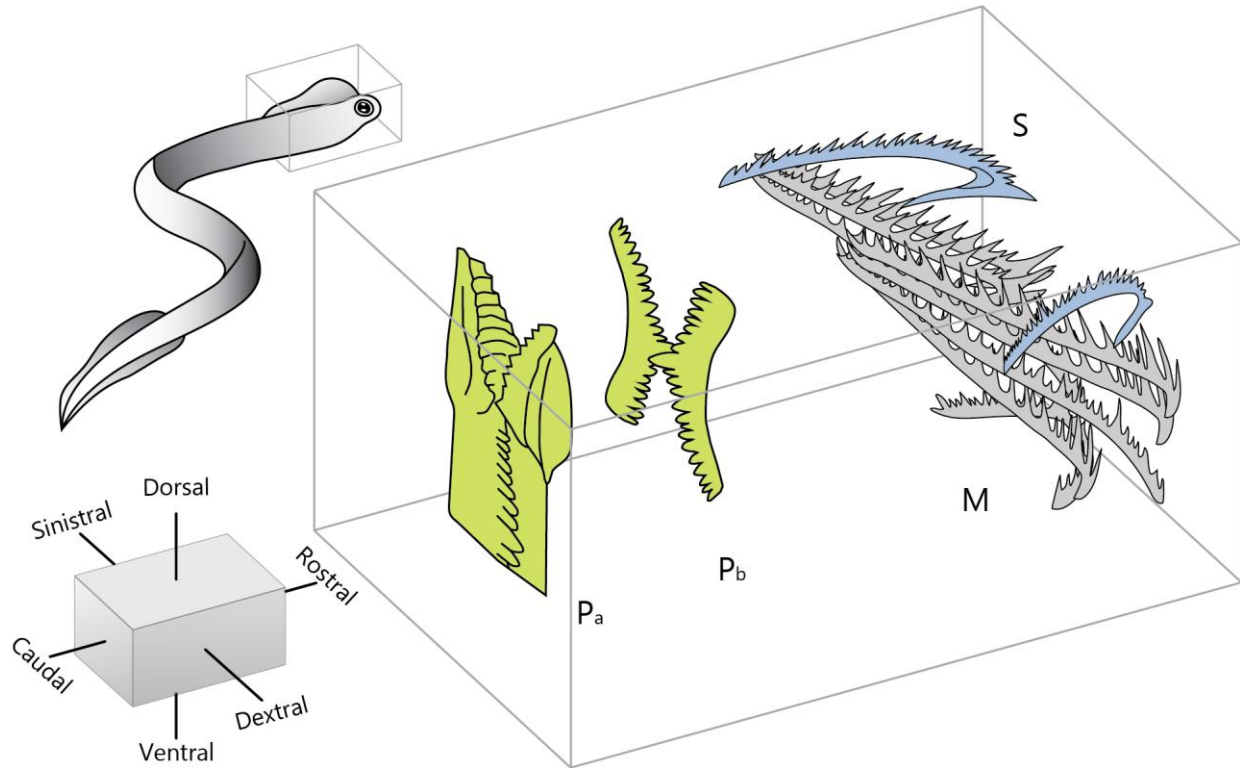


Figura 1.1. Diagrama que ilustra la reconstrucción de un aparato conodontal localizado dentro de la región cefálica del organismo. Las letras corresponden con cada uno de los tipos de elementos que componen al aparato. En la parte inferior izquierda se muestran los términos de orientación biológica (traducido y modificado de Purnell y Jones, 2012).

organización de 15 a 19 elementos distintos entre sí. Estructuralmente, el aparato de la mayoría de los géneros de conodontos es dividido en tres regiones. Estas zonas son denominadas P, M y S, donde la primera se encuentra en una posición más posterior y se compone por dos pares de conodontos orientados en posición dorso-ventral y con las superficies denticuladas encontradas. En la zona S se tiene una serie de elementos que están situados opuestamente en cada uno de los planos de simetría bilateral y que varían en cantidad según el género. Por último, un par de elementos, comúnmente con uno o dos denticulos, se sitúa en el borde exterior de la zona S. Estos elementos ocupan la posición M, localizados en la región más rostral del aparato. De todos estos grupos, los elementos P son los que presentan información característica de la especie, mientras que los M y S, suelen ser más conservadores en sus caracteres evolutivos (Figura 1.1) (Sweet y Donoghue, 2001).

Los elementos conodontales son de composición fosfática y se constituyen de dos estructuras: la base y la corona. Ambos elementos estructurales están contruidos a partir de tejidos laminares; la corona se compone por capas de francolita que muestran un crecimiento gradual, mientras que la base lo está por estructuras más finas del mismo mineral, el cual es un tipo de hidroxiapatito que les confiere una gran estabilidad química, favoreciendo al microfósil en el proceso de fosilización (Sweet y Donoghue, 2001).

Con relación a la función que desempeñan estas partes mineralizadas dentro del organismo, se ha llegado a creer que los elementos cumplen las funciones de dientes en los roles de depredador/ carroñero, aunque existe cierta controversia pues algunos científicos creen que los elementos conodontales eran estructuras de soporte para tejidos ciliados que se encargaban de filtrar

los nutrientes del agua marina para poder ser ingeridos por el organismo (Martínez-Pérez *et al.*, 2010 y autores ahí citados). Recientemente, estudios detallados en las microestructuras de los elementos conodontales han revelado huellas de microdesgaste en la zona superficial como resultado de un movimiento de oclusión, además de un arreglo de los prismas de mineral que lo hacen resistente a los esfuerzos, condiciones que se interpretan como la adaptación del elemento conodontal a una función claramente masticadora (Martínez-Pérez *et al.*, 2010; 2014).

Sin embargo, a pesar de que hoy en día toda esta información parece simple, pasó casi un siglo para poder llegar a esas conclusiones, debido principalmente a que los elementos conodontales aparecen en el registro fósil como piezas individuales y desarticuladas, aunado a que carecen de un pariente actual con el cual establecer las comparaciones morfológicas y funcionales del aparato conodontal. Las descripciones taxonómicas de las distintas especies se basaron, en un principio, en observaciones de elementos individuales creándose así una Taxonomía Monoelemental, lo que ha llevado a grandes confusiones y a errores sistemáticos que hoy en día persisten. Ya en los inicios de las investigaciones del grupo, algunos autores (por ejemplo Hinde, 1879 *vide* Martínez-Pérez, 2010) describieron agrupaciones de elementos conodontales asociados entre sí como pertenecientes a una misma especie, desarrollándose así una Taxonomía Multielemental que fue cobrando mayor importancia conforme el conocimiento sobre estos organismos avanzó.

No obstante, sin importar los problemas en la sistemática a los que la taxonomía de conodontos se enfrenta, es importante resaltar la gran utilidad que éstos representan para los estudios paleogeográficos, paleoecológicos y bioestratigráficos; es decir, conviene observarlos como una herramienta de gran alcance para la Geología, pues su distribución espacial, temporal y paleoecológica se encuentran bien definidos.

1.4.1.2. PROVINCIALISMO EN CONODONTOS PÉRMICOS

Durante el Pérmico temprano, casi todas las masas continentales a excepción de unos cuantos territorios del sureste de Asia, colisionaron para formar un supercontinente llamado Pangea, el cual permaneció rodeado por el océano de la Panthalassa y por el mar semi-cerrado de Tetis, formando extensas plataformas carbonatadas al este de Asia (Barron y Fawcett, 1995; Scotese y Langford, 1995). Este único supercontinente prácticamente se extendió de polo a polo, ocasionando una serie de condiciones climáticas extremas con variaciones muy importantes a lo largo de los 41 Ma que duró el Pérmico, generando una biósfera diferenciada y un gran provincialismo tanto marino como terrestre (Ziegler, 1990).

En los conodontos, este provincialismo se ve incrementado hacia la parte media y final del Pérmico, y es marcado por linajes evolutivos característicos de cada etapa. Durante el Cisuraliano temprano-medio (Asseliano-Artinskiano), la distribución de los conodontos alrededor del mundo era básicamente homogénea, mientras que para el Cisuraliano tardío (Kunguriano) el provincialismo se vio marcado por las diferencias entre especies del mismo género. Para el Guadalupiano y Lopingiano, esta distribución de las faunas de conodontos estuvo marcada a nivel genérico, denotando provincias muy específicas alrededor del mundo (Mei y Henderson, 2001). Debido a lo anterior, resulta imposible establecer una sola tabla de biozonaciones estándar para el Pérmico, por lo que se han

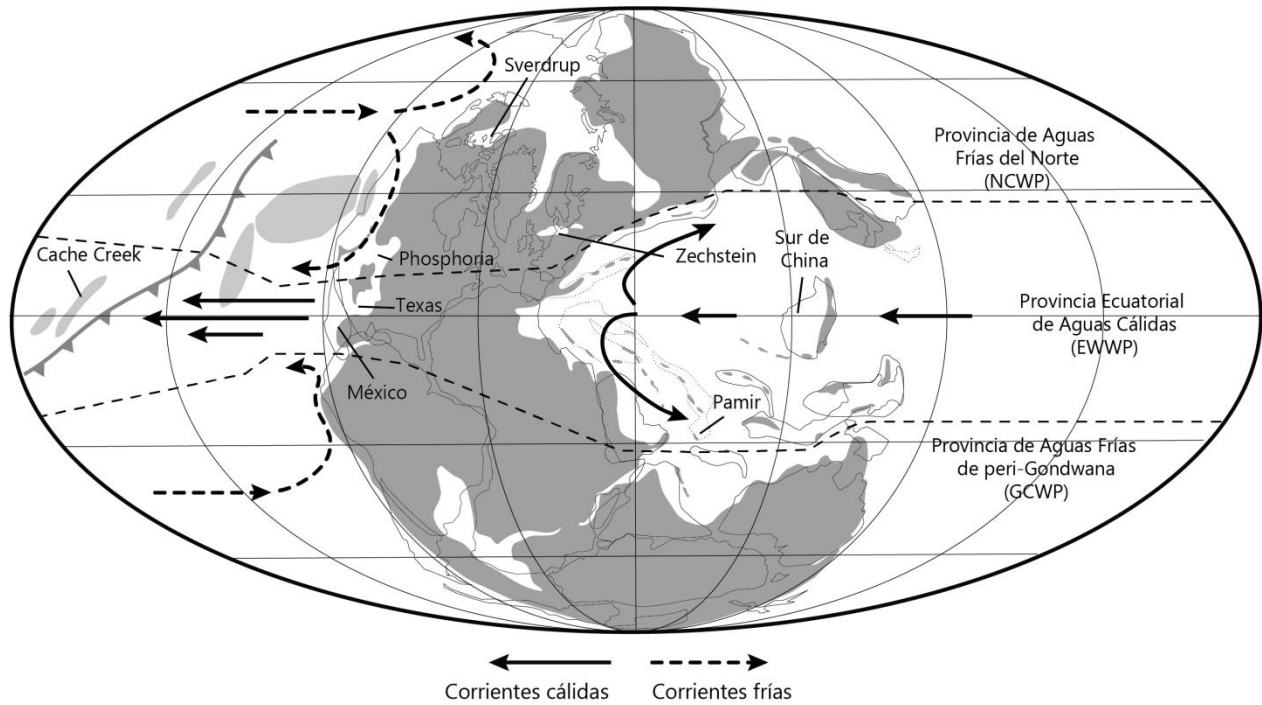


Figura 1.2. Mapa paleogeográfico global durante el Guadalupiano (Pérmico medio-tardío) que muestra las tres provincias paleoclimáticas del Pérmico además de algunas localidades de importancia bioestratigráfica (traducido de Mei y Henderson, 2001).

desarrollado dos biozonaciones tipo, una para aguas cálidas y otra para aguas frías (Lai y Mei, 2000).

Mei y Wardlaw (1996) y Mei y Henderson (2001) reconocieron tres provincias de conodontos caracterizados, entre otras cosas, por el clima y paleogeografía (Figura 1.2); en el hemisferio norte se ubica la Provincia de Aguas Frías del Norte (*North Cool Water Province* o *NCWP*); en latitudes bajas, en un cinturón sobre el paleo-Ecuador, se extendió la Provincia Ecuatorial de Aguas Cálidas (*Equatorial Warm Water Province* o *EWWP*); y en el hemisferio sur dominó la Provincia de Aguas Frías de peri-Gondwana (*peri-Gondwana Cool Water Province* o *WCWP*). Esta diferenciación paleoclimática ocasionó el desarrollo de un alto provincialismo en conodontos y otros organismos, tanto marinos como terrestres, que para el Pérmico temprano (Artinskiano) se volvió más evidente (Tabla 1.1) (Yancey, 1975; Ross, C., 1995; Ross, J.R.P., 1995; Wardlaw, 1995; Calvin y Belasky, 2009).

Provincia de Aguas Frías del Norte (NCWP)

Durante el Cisuraliano temprano (Asseliano-Artinskiano temprano), la Provincia de Aguas Frías del Norte (*NCWP*) estuvo caracterizada por la presencia del género *Gondolelloides* HENDERSON Y ORCHARD, 1991 en lo que actualmente corresponde con Vancouver, Columbia Británica y el Archipiélago Ártico de Canadá en Norteamérica, y en la región de los Urales y en el Ártico Ruso en Eurasia (Henderson y Orchard, 1991; Chernykh y Ritter, 1996; Sobolev y Nakrem, 1996). En la región de Kansas, Columbia Británica y la Cuenca Sverdrup en el ártico canadiense se han encontrado algunas especies primitivas del género *Sweetognathus* CLARK, 1972 como *Sweetognathus*

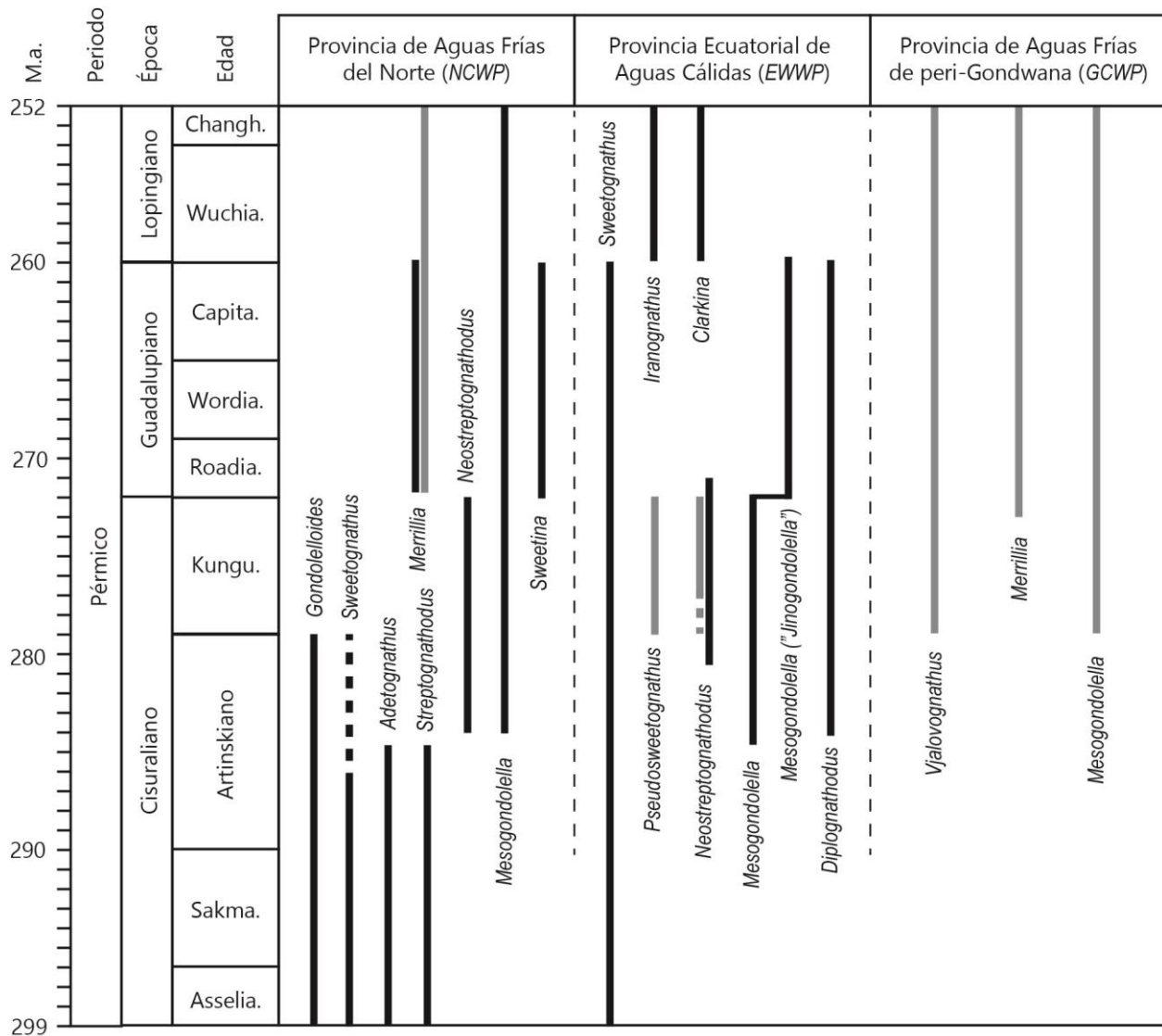


Tabla 1.1. Distribución de los géneros de conodontos pérmicos más importantes de acuerdo con las provincias paleoclimáticas propuestas por Mei y Wardlaw (1996) y Mei y Henderson (2001). Las líneas grises corresponden con distribuciones ajenas a la región de Norteamérica.

expansus (PERLMUTTER, 1975), *Sweetognathus merrilli* KOZUR, 1975 y las formas tempranas de *Sweetognathus whitei* (RHODES, 1963) coexistiendo con las últimas formas de los géneros heredados del Pensilvánico *Adetognathus* LANE, 1967 y *Streptognathodus* STAUFFER Y PLUMMER, 1932 (Kozur, 1975; Mei y Henderson, 2001 y autores ahí citados). Para el Artinskiano medio, estos grupos remanentes del Carbonífero desaparecen (*Adetognathus* y *Streptognathodus*), y para el resto del Cisuraliano tardío (Artinskiano tardío-Kunguriano), esta provincia estuvo caracterizada por la presencia del género *Neostreptognathodus* CLARK, 1972, algunos representantes de *Mesogondolella* KOZUR, 1989 y por la ausencia o presencia rara de *Sweetognathus* y *Diplognathodus* KOZUR Y MERRILL (EN KOZUR, 1975) durante el Artinskiano tardío (Lai y Mei, 2000; Mei y Henderson, 2001).

El Guadalupiano (Roadiano, Wordiano y Capitaniano) de la NCWP está representado en la “Gran Cuenca” (Behnken, 1975; Clark *et al.*, 1979; Wardlaw y Collinson, 1979; 1984; 1986), la Cuenca

Sverdrup (Henderson, 1988 *vide* Mei y Henderson, 2001), la Cuenca del Oeste de Canadá (Henderson y Mei, 2000), en Kaznan, Rusia (Chalimbadia y Silantiev, 1998), y en Jilin en el noreste de China (Wang *et al.*, 2000). En la “Gran Cuenca” dominaron los géneros *Mesogondolella* (gondolélido sin márgenes aserrados), *Sweetina* WARDLAW Y COLLINSON, 1986 y *Merrillina* KOZUR, 1975, mientras que para la región del oeste de Canadá, la Cuenca Sverdrup y el noreste de China, sólo se ha reportado la presencia de *Mesogondolella*. En la región rusa de Kaznan, se ha encontrado un dominio exclusivo de *Sweetina* y *Merrillina* para esta parte del Pérmico.

Para finales del Pérmico, durante el Lopingiano (Wuchiapingiano y Changhsingiano), la NCWP estuvo dominada por la presencia de *Mesogondolella rosenkrantzji* (BENDER Y STOPPEL, 1965) y *Merrillina divergens* BENDER Y STOPPEL, 1965 en el Wuchiapingiano de la Formación Zechstein del norte de Europa y Groenlandia. En la Cuenca Sverdrup y en el oeste de Canadá sólo se ha reportado la presencia de *Mesogondolella rosenkrantzji*; el Changhsingiano de la Cuenca del Oeste de Canadá incluye exclusivamente *Mesogondolella sheni* MEI, 1996 (Henderson y Mei, 2000; Lai y Mei, 2000; Mei y Henderson, 2001).

Provincia Ecuatorial de Aguas Cálidas (EWWP)

La Provincia Ecuatorial de Aguas Cálidas comprende las secuencias del sur y norte de China, Japón, Irán, Pamir, la isla de Hidra en Grecia, Italia y el suroeste de Texas (Igo, 1981; Wang, 1994 *vide* Mei y Henderson, 2001; Kozur *et al.*, 1994; Gullo y Kozur, 1992; Wardlaw, 1995; Lai y Mei, 2000). Durante el Cisuraliano temprano-medio (Asseliano-Artinskiano temprano) esta provincia estuvo caracterizada por la ausencia de *Gondolelloides* y la no coocurrencia de *Sweetognathus* y de los remanentes de los linajes carboníferos de *Streptognathodus* y *Adetognathus*. *Sweetognathus bucamangus* (RABE, 1977) representa un indicativo de esta provincia durante el Artinskiano medio-tardío (Mei y Henderson, 2001).

En China, a partir del Artinskiano medio al Kunguriano (Cisuraliano tardío), se tiene una predominancia de *Sweetognathus* y de su descendiente *Pseudosweetognathus* WANG, RITTER Y CLARK, 1987, mientras que *Neostreptognathodus* es relativamente escaso durante el Kunguriano temprano (Mei y Henderson, 2001). En Texas se ha reportado la presencia de *Neostreptognathodus* durante todo el Kunguriano correlacionándose a nivel específico con las especies contemporáneas reportadas para la “Gran Cuenca” de la NCWP (Wardlaw, 1995). Hacia etapas tardías del Artinskiano, *Neostreptognathodus* se ve representado por la coexistencia de *Neostreptognathodus exsculptus* IGO, 1981 y *Neostreptognathodus pequopensis* BEHNKEN, 1975. Adicionalmente, también se tiene la presencia de *Mesogondolella* y de *Diplognathodus* en el sur de China, Japón, Sicilia y Texas, consideradas dentro de la EWWP (Mei y Henderson, 2001).

A inicios del Kunguriano, la frontera norte de distribución del género *Sweetognathus* se contrajo hacia el sur desde una latitud de 50° N a una de 15°N sugiriendo un evento de enfriamiento en el norte de Pangea durante esta época (Mei *et al.*, 1999b; 1999c). En consecuencia, los linajes de *Sweetognathus*, *Iranognathus* y *Diplognathodus* permanecieron confinados a la EWWP y, en contraste, *Neostreptognathodus* se vuelve dominante en las zonas templadas (Mei *et al.*, 1999b; 1999c).

Durante el Guadalupiano, la EWWP estuvo caracterizada por la presencia, en orden decreciente, de *Mesogondolella* de márgenes aserrados (“*Jinogondolella*” MEI Y WARDLAW, 1994),

Sweetognathus y *Diplognathodus*, los cuales han sido reportados para las regiones del norte y sur de China (Mei y Wardlaw, 1994; Mei *et al.*, 1994a; 1998a; Wang *et al.*, 2004), Darvas y sureste de Pamir (Kozur *et al.*, 1994), el oeste de Texas (Wardlaw, 2000) y Coahuila (noreste de México) (Wardlaw *et al.*, 2000).

Hacia finales del periodo Pérmico, durante el Lopingiano, esta provincia estuvo dominada por *Clarkina* (KOZUR, 1990) e *Iranognathus* KOZUR, MOSTLER Y RAHIMI-YAZD, 1975, los cuales han sido reportados en el sur de China (Mei *et al.*, 1998a), norte de Tailandia (Carey *et al.*, 1995 *fide* Mei y Henderson, 2001), Irán (Shen y Mei, 2010), la isla de Hidra, Grecia (Nestell y Wardlaw, 1987), Sicilia (Kozur y Mostler, 1996), noroeste de Turquía (Kozur y Kaya, 1994 *fide* Mei y Henderson, 2001), Transcaucasia, Darvas y Pamir (Kozur *et al.* 1994), y el complejo Cache Creek del oeste de Canadá (Beyers y Orchard, 1991). En la localidad tipo de este último, se tiene registro de la coexistencia de *Iranognathus* con *Clarkina? jesmondi* (BEYERS Y ORCHARD, 1991), lo cual indica una correspondencia con la *EWWP*.

Provincia de Aguas Frías de peri-Gondwana (GCWP)

Para el Asseliano-Artinskiano temprano (Cisuraliano temprano-medio) no existen registros de conodontos asociados a la *GCWP* (Mei y Henderson, 2001). No obstante, hacia el Kunguriano, esta provincia en su parte este, está dominada por *Vjalovognathus* (KOZUR EN KOZUR Y MOSTLER, 1976) en las cuencas de Canning y Carnarvon en Australia (Nicoll y Metcalfe, 1998) y el oeste de Timor (van den Boogaard, 1987 *fide* Mei y Henderson, 2001). En esta última localidad, *Vjalovognathus* aparece asociado con *Neospathodus* cf. *Neos. praedivergens* (= *Merrillina* cf. *Merr. praedivergens* KOZUR Y MOSTLER, 1996), otra especie típica de aguas frías, en adición a *Sweetognathus* aff. *Sw. whitei*, *Sweetognathus* cf. *Sw. bebenkeni* KOZUR, 1975, *Mesogondolella bisseli* (CLARK Y BEHNKEN, 1971) y *Diplognathodus oertlii* KOZUR, 1975, típicamente incluidos dentro de la zona de *Mesogondolella bisseli-Sweetognathus whitei*. La presencia de *Vjalovognathus* en Pamir indica una influencia de aguas frías hacia la frontera con la provincia de aguas cálidas (Kozur *et al.*, 1994).

Durante el Guadalupiano, esta provincia vuelve a estar dominada por la presencia de *Vjalovognathus* en la Cuenca Carnarvon de Australia (Nicoll y Metcalfe, 1998), mientras que en Salt Range, Pakistán, están presentes las especies de *Mesogondolella bitteri* (KOZUR, 1975), *Merrillina praedivergens* y *Merrillina arcucristata* caracterizando a la *GCGP*. En esta localidad, también se tiene el registro de *Sweetognathus*, indicando los límites de esta provincia con la de aguas cálidas (Wardlaw y Mei, 1999 *fide* Mei y Henderson, 2001).

Para el Lopingiano (Pérmico tardío), la parte este de la *GCWP* estuvo dominada por *Merrillina* y *Vjalovognathus* en Salt Range, Pakistán (Wardlaw y Mei, 1999 *fide* Mei y Henderson, 2001), y por *Mesogondolella sheni* y *Vjalovognathus* en Nepal central (Garzanti *et al.*, 1994). Asimismo, la presencia de *Iranognathus* y *Clarkina*, característicos de la *EWWP*, en Salt Range y de *Clarkina* (= *Neogondolella* en Budorov *et al.*, 1984) en la Formación Zewan de Kashmir (India), indican un clima más cálido en la frontera de ambas provincias (Mei y Henderson, 2001).

En resumen, estos patrones de distribución de conodontos durante el Pérmico sugieren que *Vjalovognathus*, *Gondolelloides*, *Merrillina* y *Mesogondolella* (“*Pseudoclarkina*” WARDLAW Y MEI, 1998) representan organismos característicos de las provincias de aguas frías, mientras que *Diplognathodus*, *Sweetognathus*, *Iranognathus* y *Mesogondolella* (“*Jinogondolella*”) constituyen el grupo característico para la

provincia de aguas cálidas. Por su parte, *Neostreptognathodus* aparenta tener una distribución en zonas templadas a diferencia de *Hindeodus* REXROAD Y FURNISH, 1964 que constituye un género ampliamente distribuido durante el Pérmico con una importante tolerancia a las variaciones de temperatura, por lo que no se encuentra confinado a una sola provincia (Mei y Henderson, 2001).

1.4.1.3. EVOLUCIÓN DE CONODONTOS PÉRMICOS

A partir de los estudios de Mei *et al.* (1999a), se ha reconocido la presencia de cinco estadios evolutivos en los conodontos pérmicos (*conodont evolution stages* o *CES*) caracterizados en asociaciones de géneros y especies distribuidas internacionalmente en cada una de las provincias paleoclimáticas antes mencionadas (Tabla 1.2). El CES-1 corresponde con el Asseliano y Sakmario, el CES-2 con el Artinskiano temprano y medio, y el CES-3 con el Artinskiano tardío y Kunguriano, todos ellos representantes del Cisuraliano; el CES-4 con el Guadalupiano y el CES-5 con el Lopingiano (Mei *et al.*, 1999a; Lai y Mei, 2000).

El CES-1 estuvo constituido por los remanentes carboníferos de *Streptognathodus* y *Adetognathus* que desaparecen hacia el Artinskiano, dando lugar al CES-2; en la sección de Nashui, *Streptognathodus* se extingue en el nivel 5, mientras que *Adetognathus* hace su última aparición en el nivel 7, dos niveles por debajo de la primera aparición de *Sweetognathus* (nivel 9) (Mei *et al.*, 1999a; Lai y Mei, 2000). Las primeras formas de *Sweetognathus* aparecen en niveles muy cercanos al límite Pensilvánico-Pérmico, y están representadas por *Sweetognathus expansus*, posiblemente originado a partir de *Diplognathodus edentulus* (VON BITTER, 1972) (Mei *et al.*, 2002), y continúa durante el Cisuraliano con el linaje de *Sw. expansus-Sw. merrilli-Sw. whitei-Sw. bucaremangus*, el cual se encuentra perfectamente representado en los grupos Council Grove y Chase en Kansas (Mei *et al.*, 2002). Las primeras formas de *Sweetognathus whitei* coexistieron con los últimos representantes de *Streptognathodus* y/o *Adetognathus* en Kansas, Wyoming y Utah durante el Sakmario-Artinskiano (Rhodes, 1963; Clark *et al.*, 1979; Mei *et al.*, 2002; Wardlaw *et al.*, 2009 en Boardman *et al.*, 2009).

El estadio evolutivo 2 (CES-2) está caracterizado por el dominio de *Sweetognathus whitei* y las primeras formas de *Neostreptognathodus*, el cual se originó a partir de *Sweetognathus whitei* a través de la diferenciación de la carena en dos filas de nódulos separadas por un surco en *Sweetognathus clarki* (KOZUR EN KOZUR Y MOSTLER 1976); este último es considerado como el primer representante del linaje de *Neostreptognathodus*, el cual dio lugar a *Neostreptognathodus pequopensis* durante el Artinskiano tardío (Kozur y Mostler, 1976; Mei *et al.*, 2002). *Neostreptognathodus* desaparece hacia el Guadalupiano; en China ocurre antes de la primera aparición de *Mesogondolella nankingensis* (JIN, 1960) (indicador del límite Cisuraliano-Guadalupiano) (Mei y Henderson, 2001). No obstante, en el oeste de Texas se tienen reportes de una coocurrencia de *Neostreptognathodus* con especies guadalupianas de *Mesogondolella* (Behnken, 1975; Wardlaw y Grant, 1990).

Hacia el Kunguriano, el CES-3 estuvo representado por el desarrollo del linaje de *Neostreptognathodus*, la ausencia de *Sweetognathus* en las provincias de aguas frías y la abundancia de *Sweetognathus* y su sucesor *Pseudosweetognathus* en la provincia de aguas cálidas (Lai y Mei, 2000). *Pseudosweetognathus* es considerado como un indicador del Kunguriano en China; en la sección Loudian, su primera aparición se ubica en los horizontes cercanos a las primeras apariciones de *Neostreptognathodus exsculptus* y *Neostreptognathodus pequopensis*, y está representado por la especie

Subdivisiones del Pérmico	Estadios Evolutivos de Conodontos (CES) y taxones claves	Provincia Ecuatorial de Aguas Cálidas (EWWP)							Provincias de Aguas Frías				Cambios climáticos
		Sur de China		Texas, E.U.A.	Abadeh, Irán	Julfa, Irán	Provincia de peri-Gondwana (GCWP) oeste de Australia, Salt Range y Selong	Provincia de Aguas Frías del Norte (NCWP)		Este de Groenlandia M. rosenrantzi Fm. Zechstein M. britannica-Me. divergens	Fm. Rotliegend	Los Urales Ns. pnevi	
		Cuenca Phosphoria y Kansas		Cuenca Sverdrup									
Changhsingiano	CES 5	C. "meishanensis" C. yini C. postwangi C. changxingensis C. subcarinata-C. wangi		?	Fm. Ali Bashi H. latidentatus C. yini C. postwangi C. changxingensis C. subcarinata	M. sheni	Plataforma M. sheni M. aff. sheni						
Wuchiapingiano	Aguas frías: Mesogondolella Merrillina Aguas cálidas: Clarkina Iranognathus	C. infecta C. orientalis C. transcaucasica C. guangyuanensis C. leveni C. asymmetrica C. dukouensis C. postbitteri-I. erwini	Evaporitas Ochoan	C. changxingensis C. subcarinata C. orientalis C. transcaucasica C. guangyuanensis C. leveni C. asymmetrica C. dukouensis	Capas Julfa C. orientalis C. transcaucasica C. guangyuanensis C. asymmetrica C. dukouensis	C. longicuspidata C. transcaucasica C. liangshanensis C. asymmetrica C. dukouensis I. punctatus						Calentamiento menor	
Guadalupiano	CES 4	M. granti M. xuanhanensis M. prexuanhanensis M. altudaensis M. shannoni M. postserrata M. aserrata M. nankingensis	M. xuanhanensis crofti M. prexuanhanensis M. altudaensis M. shannoni M. postserrata M. aserrata M. nankingensis	Sw. cf. fengshanensis Sw. iranicus-Sw. sweeti		?	M. wilcoxi Me. praedivergens-M. bitteri M. bitteri-Me. arcucristata M. phosphoriensis-M. prolongata Ns. newelli-M. gracilis Ns. sulcoplicatus	M. bitteri M. phosphoriensis M. gracilis M. idahoensis idahoensis				Continuación de las zonas templadas y tropicales establecidas durante el Kunguriano	
Cisuraliano	CES 3	M. idahoensis lamberti M. siciliensis Sw. subsymmetricus M. intermedia-Sw. guizhouensis Ns. exsculptus-Ns. pequopensis	Ns. sulcoplicatus Ns. prayi-M. zsuksannae Ns. prayi-M. glenisteri Ns. "exsculptus"-M. glenisteri Ns. "exsculptus"-M. gujoensis Ns. pequopensis			Oeste de Australia Vj. shindyensis Vj. australis						Calentamiento en el norte de Pangea	
Artinskiano	CES 2	M. bisselli Sw. whitei M. dentiseparata	Sw. whitei-M. bisselli									Deglaciación y calentamiento en Gondwana	
Sakmariano	CES 1	St. paralautus St. barskovi St. constrictus St. isolatus	St. nevaensis St. isolatus									Glaciación en Gondwana	

Tabla 1.2. Estadios evolutivos, zonas, provincialismo, correlaciones globales y cambios climáticos en conodontos pérmicos (traducido de Mei y Henderson, 2001).

Pseudosweetognathus costatus (WANG, RITTER Y CLARK, 1987), originada a partir de *Sweetognathus* (Wang *et al.*, 1987). Durante el Kunguriano y el Guadalupiano, el linaje de *Sweetognathus*, por su parte, está representado principalmente en el sur de China y Texas, desarrollando un endemismo reconocido en ambas localidades, además de Irán y Salt Range, Pakistán. En China, la sucesión de *Sw. whitei*-*Sw. guizhouensis* BANDO, BHATT, GUPTA, HAYASHI, KOZUR, NAKAZAWA Y Z.H. WANG, 1980-*Sw. subsymmetricus* WANG, RITTER Y CLARK, 1987 está reconocida para el Artinskiano y Kunguriano en la sección Luodian, Guizhou (Wang *et al.*, 1987). En Texas el linaje evolutivo de *Sweetognathus* está dado por *Sw. sulcatus* (RITTER, 1986)-*Sw. aff. Sw. adjunctus*-*Sw. adjunctus* (BEHNKEN, 1975)-*Sw. bicarinum* WARDLAW, 2000 (Wardlaw, 2000).

Durante el Guadalupiano se registra el CES-4, el cual está determinado por el desarrollo del linaje de *Mesogondolella* con márgenes aserrados (“*Jinogondolella*”) y de *Sweetognathus* en la provincia de aguas cálidas, y por *Mesogondolella* (“*Pseudoclarquina*”) y *Merrillina* en las provincias de aguas frías. En las secciones Fengshan y Penglaitan, en Guangxi, *Sweetognathus* está representado por la sucesión *Sw. subsymmetricus*-*Sw. hanzhongensis* (WANG, 1978)-*Sw. fengshanensis* MEI, JIN Y WARDLAW, 1998A durante esta época (Wang *et al.*, 1987).

Por su parte, los linajes guadalupianos de *Mesogondolella* derivados de *Mesogondolella idahoensis* YOUNGQUIST, HAWLEY Y MILLER, 1951 en la NCWP y de *Mesogondolella siciliensis* (KOZUR, 1975) en la EWWP, inician con *Mesogondolella nankingensis* en la base del Roadiano (Lambert y Wardlaw, 1992). Esta última se diferenció en dos morfotipos de distribuciones geográficas específicas que dieron origen a dos linajes distintos de gondolélidos durante el Guadalupiano. El morfotipo 1 de *Mesogondolella nankingensis* originó el grupo monofilético de gondolélidos aserrados (*i.e.* “*Jinogondolella*”) compuesto por *M. aserrata* (CLARK Y BEHNKEN, 1979), *M. postserrata* (BEHNKEN, 1975), *M. shannoni* (WARDLAW EN WARDLAW Y MEI, 1998), *M. altudaensis* (KOZUR, 1992), *M. xuanbanensis* MEI Y WARDLAW (EN MEI ET AL., 1994A), *M. gladirobusta* (WARDLAW Y NESTELL EN NESTELL ET AL., 2006) y *M. artafrons* (LAMBERT, WARDLAW, NESTELL Y NESTELL, 2002), el cual estuvo restringido a la provincia de aguas cálidas (Wardlaw, 1995; Lambert *et al.*, 2007). Este grupo ha sido reportado para el oeste de Texas, Nuevo México, Coahuila y China (Wardlaw, 2000; Wardlaw *et al.*, 2000; Sun *et al.*, 2017). El morfotipo 2 dio lugar a *M. phosphoriensis* y *M. bitteri* en la Cuenca Phosphoria del norte de Norteamérica dentro de la NCWP (Wardlaw, 1995); *M. bitteri* se distribuyó ampliamente en China, Rusia, Irán, Pakistán y el sur de Europa (Kozur, 1978 *fide* Wardlaw, 1995; Wang y Wang, 1981; Wardlaw y Pogue, 1995) y dio lugar a *M. leveni* (KOZUR, MOSTLER, PJATAKOVA EN KOZUR, 1975), *M. orientalis* (BARSKOV Y KOROLEVA, 1970) y *Clarkina subcarinata* (SWEET EN TEICHERT ET AL., 1973) durante el Pérmico tardío. En la Cuenca Phosphoria estuvo presente *M. gracilis* (CLARK Y ETHINGTON, 1962) que dio lugar a *M. prolongata* (WARDLAW Y COLLINSON, 1986) (Wardlaw, 1995).

En el presente trabajo se hará referencia al género *Mesogondolella* para referirse a todas las especies del Guadalupiano debido a que “*Jinogondolella*” fue definido originalmente por Mei y Wardlaw (1994) como “un género de gondolélido caracterizado por la existencia de márgenes aserrados en la parte anterior de la plataforma...” y que se diferencia de *Mesogondolella* y de *Clarkina* por “la presencia de márgenes anteriores aserrados”. De acuerdo con varios autores, esta condición no es suficiente para establecer un nuevo género, puesto que dichos márgenes son comunes en

estadios ontogenéticos avanzados de algunas especies de *Mesogondolella* presentes en la NCWP, por lo que recomiendan abandonar este término (e.g. Wang *et al.*, 1998; 2000; 2004; Kozur *et al.*, 2001).

Hacia finales del Pérmico, durante el Lopingiano, se desarrolla el CES-5, caracterizado por el reemplazamiento de *Mesogondolella* y *Sweetognathus* en la EWWP por *Clarkina* e *Iranognathus*, respectivamente (Lai y Mei, 2000). *Clarkina* es un género de gondolélidos que dominó durante el Lopingiano hasta su rápido declive durante el Triásico temprano. Evolucionó a partir de *Mesogondolella altudaensis*, hecho indicado por algunas características desarrolladas en las formas transicionales de *Mesogondolella altudaensis* a *Clarkina hongshuiensis* (HENDERSON, MEI Y WARDLAW, 2002) como el estrechamiento de la plataforma anterior, la desaparición de los márgenes aserrados, el levantamiento de la lámina anterior y el desarrollo de márgenes y surcos paralelos (Lambert *et al.*, 2002).

Por su parte, *Iranognathus* parece haber evolucionado a partir de *Diplognathodus paralanceolatus* WANG Y DONG, 1991 durante la zona de *Mesogondolella (Jinogondolella) granti* (MEI Y WARDLAW EN MEI ET AL., 1994B), última biozona del Guadalupiano (Mei *et al.*, 2002). Este género está restringido al Lopingiano de la EWWP, incluido el Terreno Cache Creek del oeste de Canadá y Salt Range, Pakistán (Beyers y Orchard, 1991; Wardlaw y Mei, 1999 *fide* Mei *et al.*, 2002). El primer representante indiscutible de este género es *Iranognathus ervini* MEI Y WARDLAW (EN MEI ET AL., 1998A) correspondiente con la zona de *Clarkina postbitteri* MEI Y WARDLAW (EN MEI ET AL., 1994B) de la base del Wuchiapingiano (Mei *et al.*, 2002) y el último representante es *Iranognathus tarazi* KOZUR, MOSTLER Y RAHIMI-YAZD, 1976 de la zona *Clarkina inflecta* MEI, ZHANG Y WARDLAW, 1998 de la parte superior del Wuchiapingiano (Wang *et al.*, 1987) y de la zona *Clarkina subcarinata-Clarkina wangi* ZHANG, 1987 del Changhsingiano basal (Mei *et al.*, 1998b). No se tienen reportes de este género en rocas más jóvenes, por lo que debió extinguirse durante el Changhsingiano temprano. Lo anterior indica que *Iranognathus* representa uno de los grupos de conodontos que desaparecieron antes del límite Pérmico-Triásico (Mei *et al.*, 2002).

1.4.1.4. BIOZONACIÓN DE CONODONTOS PÉRMICOS

El importante provincialismo desarrollado durante el Pérmico, más específicamente del Kunguriano al Changhsingiano, ha imposibilitado la creación de una tabla general de biozonaciones de conodontos de alcance global. En respuesta a lo anterior, se han construido dos zonaciones diferenciadas de acuerdo a las provincias de aguas frías y la provincia de aguas cálidas (Tabla 1.3).

La zonación de conodontos más completa para la provincia de aguas cálidas ha sido establecida en el sur de China a partir de los materiales recuperados de distintas localidades. Las biozonaciones del Cisuraliano están basadas en las asociaciones reportadas para las secciones de Luodian (o Nashui) y Ziyuin, en el sureste de Guizhou (Wang, 1994; Kang *et al.*, 1987 *fide* Mei y Henderson, 2001). En la parte inferior del Cisuraliano (Asseliano-Sakmario), cuando el provincialismo característico del Pérmico no se había desarrollado, las biozonaciones se determinaron con base en las especies de *Streptognathodus* que presentaron una gran distribución geográfica y pueden ser correlacionadas globalmente (Mei y Henderson, 2002).

El Guadalupiano está representado por una serie de biozonas formadas a partir de los materiales recuperados de las secciones Doku y Nanjiang en el noreste de Sichuan, Fengshan,

		Zonación Internacional	Zonación de correlación regional	
Lopingiano	Triásico/Induano	250		
	251.902	<i>Hindeodus parvus</i>	<i>C. taylorae</i> <i>C. hauschkei</i>	
	Changhsingiano	252	<i>M. sheni</i>	
	254.14	<i>C. changxingensis</i> <i>C. wangi</i> — <i>C. subcarinata</i> <i>C. longicuspidata</i>		
	Wuchiapingiano	256	<i>M. rosenkrantzi</i>	
	259.1	<i>C. transcaucasica</i> <i>C. guangyuanensis</i> <i>C. asymmetrica</i> — <i>C. leveni</i> <i>C. postbitteri</i> — <i>C. dukouensis</i>		
Guadalupiano	Capitaniano	260	<i>M. bitteri</i>	
	262	<i>M. xuanhanensis</i> <i>M. prexuanhanensis</i> <i>M. altudaensis</i> <i>M. shannoni</i> <i>M. postserrata</i>	<i>M. omanensis</i>	
	265.1	<i>C. hongshuiensis</i> <i>M. granti</i>		
	Wordiano	266	<i>M. aserrata</i>	<i>M. wilcoxi</i> <i>M. phosphoriensis-M. prolongata</i>
	268.8			
	Roadiano	270	<i>M. nankingensis</i>	<i>M. newelli</i> — <i>M. gracilis</i>
Cisuraliano	272.3	<i>Ns. sulcopicatus</i> — <i>Mesogondolella lamberti</i>	<i>M. siciliensis</i>	
	Kunguriano	274	<i>Ns. clinei</i>	<i>M. idahoensis</i>
	276			
	278	<i>Ns. clinei</i>	<i>M. zsuzsannae</i>	
	280		<i>M. glenisteri</i>	
	282	<i>Ns. pnevi</i>	<i>M. intermedia-M. asiatica</i>	
	283.5		<i>Uraloceras cochleatus</i>	
	Artinskiano	284	<i>Neostreptognathodus pequopensis</i>	<i>M. gugioensis-M. intermedia</i>
	286	<i>Sw. clarki</i>	<i>M. laevigata</i>	
	288	<i>Sw. 'whitei'</i> — <i>Sw. behnkeni</i>		
	290.1	<i>Sw. anceps</i>	<i>M. bisselli</i>	
	Sakmariano	292	<i>¿?</i>	<i>¿?</i>
294	<i>Sweetognathus binodosus</i>	<i>M. longifolia-M. obliquimarginatus-M. manifesta-M. monstra</i>	<i>Sw. inornatus</i> <i>Sw. bucamangus</i>	
295.0	<i>Sw. 'merrilli'</i> — <i>St. florensis</i>	<i>Sw. uralensis</i>	<i>Sw. whitei</i>	
Asseliano	296	<i>St. postfusus-St. barskovi</i>	<i>M. striata-M. simulata-M. camilla-M. arcuata-M. pseudostrata</i>	
298	<i>St. fusus</i> <i>St. constrictus</i> <i>St. cristellaris</i> — <i>St. sigmoidalis</i>	<i>M. belladontae-M. dentiseparata</i>	<i>Sw. merrilli</i>	
298.9	<i>St. isolatus</i> — <i>St. glenisteri</i>		<i>Sw. expansus</i>	
Carbonífero/Gzheliano	300	<i>Streptognathodus wabaunsensis</i>		

Tabla 1.3. Biozonaciones de conodontos pérmicos (traducido de Henderson, 2016).

Tieqiao y Penglaitan en Guangxi central (Mei *et al.*, 1994a; 1994b; 1998a). Todas estas divisiones han sido reconocidas en los depósitos de Texas, a excepción de la zona de *Mesogondolella granti* (Wardlaw y Mei, 1998; Mei *et al.*, 1998a). Durante esta época, *Mesogondolella* se diferenció en dos morfotipos que dieron lugar a dos linajes distintos distribuidos en la provincia de aguas cálidas y las provincias de aguas frías, respectivamente. En la *EWWP* esta biozonación está basada en *Mesogondolella* de márgenes aserrados ("*Jinogondolella*") (Mei *et al.*, 1994b *vide* Mei y Henderson, 2001; Mei *et al.*, 1998a; Wardlaw, 2000) y en la *NCWP* en *Mesogondolella* y *Merrillina* (Clark *et al.*, 1979; Behnken *et al.*, 1986; Wardlaw y Collinson, 1979; 1984; 1986). Ambas divisiones son distintas debido al provincialismo desarrollado. No obstante, la base del Guadalupiano está marcada por la aparición de *Mesogondolella nankingensis*, primera especie de *Mesogondolella* en presentar márgenes aserrados, derivado de *Mesogondolella siciliensis* en la *EWWP* y de *Mesogondolella idahoensis* en la *NCWP*. Esta primera aparición de márgenes aserrados en el oeste de Texas (*EWWP*) y la "Gran Cuenca" (*NCWP*) ha sido interpretada como un horizonte sincrónico de correlación (Mei y Henderson, 2001).

A finales del Guadalupiano se registró un descenso en el nivel del mar, restringiendo los depósitos marinos del Lopingiano a algunos terrenos dentro del dominio de Tetis, Salt Range en Pakistán, el mar europeo Zechstein y posiblemente a algunas cuencas de rift como la Cuenca Sverdrup (Mei y Henderson, 2001). El intervalo entre ambas épocas está representado por la Caliza Laibin en el sur de China y puede ser correlacionado con la base de la unidad 6 de la Formación Hambast en Irán, la base de la Formación Tessey en el oeste de Texas, la parte inferior de la Formación Wargal en Salt Range y posiblemente con la base de la Formación Zechstein en Europa (Mei *et al.*, 1998a; Mei y Henderson, 2001). Este intervalo está datado en una edad correspondiente con la base de la zona de *Clarkina postbitteri*-*Iranognathus erwini* (Mei *et al.*, 1998a).

Las biozonaciones de conodontos para el Wuchiapingiano (Lopingiano temprano) están basadas en los materiales recuperados de las secciones Dukou y Nanjiang en el noreste de Sichuan y en las secciones de Penglaitan y Tieqiao en el centro de Guangxi, China (Mei *et al.*, 1994a; 1994b; 1998a). Para el Changhsingiano (Lopingiano tardío), éstas se originaron a partir de los datos recopilados en la sección de Meishan en Zhejiang al sur de China (Wang y Wang, 1981; Mei *et al.*, 1998b) y en la sección Abadeh y Kuh-e-Ali Bashi en el centro y noreste de Irán (Sweet y Mei, 1999 *vide* Mei y Henderson, 2001), respectivamente.

1.4.2. PALEOGEOGRAFÍA DEL PÉRMICO MARINO DE MÉXICO

El registro geológico de México se encuentra constituido por una gran diversidad de rocas precámbricas y fanerozoicas. Sin embargo, su distribución y exposición a lo largo del territorio nacional dista mucho de ser uniforme, ya que la neotectónica, además del vulcanismo cenozoico de la Sierra Madre Occidental y del Eje Neovolcánico Transversal, ha servido para enmascarar los basamentos más antiguos. Asimismo, la propia naturaleza de conformación del actual territorio mexicano, la cual se remite al amalgamamiento de una serie de terrenos tectonoestratigráficos colisionados en tiempos post-carboníferos, proporciona una geología compleja y diversa para esta porción del continente americano.

Según Campa y Coney (1983), cerca del 80% del registro geológico mexicano corresponde con terrenos tectonoestratigráficos que durante el Paleozoico presentaron una paleogeografía distinta

a la actual, mientras que únicamente el 20% restante corresponde con zonas sin desplazamiento, conformando el margen sur del Cratón de Norteamérica (Laurencia) y que se extienden hacia el sur, en el estado de Chihuahua y en el noreste de Sonora. La historia tectónica de México ha sido frecuentemente estudiada por diversos investigadores, mismos que han formulado distintas hipótesis intentando explicar su configuración tectonoestratigráfica (Campa y Coney, 1983; Coney y Campa, 1987; Sedlock *et al.*, 1993; Sánchez-Zavala *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García, 2005 entre otros), llegando a considerarse en la actualidad más de diez terrenos litoestratigráficos, de los cuales ocho presentan rocas sedimentarias del Paleozoico superior.

El Pérmico marino en México es una pieza clave para entender la paleogeografía del sur de Norteamérica y Centroamérica. La evolución de las cuencas marinas desarrolladas durante el Pérmico temprano-medio constituye una fuente de información importante en la comprensión geológica del evento colisional entre Laurencia y Gondwana.

1.4.2.1. UNA BREVE DESCRIPCIÓN DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE MÉXICO

La historia tectónica de México resulta sumamente compleja ya que, por una parte, una buena porción de su territorio sufrió un traslape durante el evento colisional entre Laurencia y Gondwana, lo que implica que más del 80% del territorio no se encuentre en su posición original de formación (Campa y Coney, 1983), y por la otra, porque el proceso mismo de lograr entender dicha historia, en algunos casos, ha devenido en una complicación artificial del panorama. En este apartado se expondrá el estado de conocimiento en torno a los distintos terrenos tectonoestratigráficos que componen la República Mexicana según el esquema de Dickinson y Lawton (2001), con un enfoque generalista que permita dotar de tiempo y espacio a los distintos afloramientos del Pérmico marino del país.

En los estudios enfocados a la descripción evolutiva de la tectónica de México, se ha hecho uso recurrente del concepto de terreno tectonoestratigráfico desde que se planteó un origen de este tipo para la región cordillerana del oeste de los Estados Unidos de América (Campa y Coney, 1983). En estos estudios, se han seguido dos caminos o esquemas que subdividen el territorio nacional en una serie de terrenos caracterizados por una nomenclatura particular. El primero de ellos es el propuesto por Campa y Coney (1983), Coney y Campa (1984; 1987) y Silberling *et al.* (1992), y el segundo es el planteado por Sedlock *et al.* (1993) y Ortega-Gutiérrez *et al.* (1994) quienes propusieron diecisiete terrenos tectonoestratigráficos cuya particularidad radica en el origen prehispánico de sus nombres. Dickinson y Lawton (2001), buscando unificar los conceptos propuestos por estos autores, reunieron los terrenos mexicanos en grupos genéricos derivados de Laurencia, Gondwana y del complejo de arco de islas intra-Pacífico (Campa, 1984), al que nombraron “Superterreno Guerrero”. En la tabla 1.4 se resume esta serie de comparaciones y se indica la nomenclatura propuesta por ellos, misma a la que se hará referencia en el resto de este apartado; en la figura 1.3 se muestran las distribuciones geográficas de cada terreno cortical.

A partir de la confrontación de ambos esquemas de clasificación, Dickinson y Lawton (2001) definieron cuatro bloques corticales con base en sus características fundamentales y afinidades paleogeográficas (Tabla 1.4). El primero de ellos representa la continuación de Laurencia hacia el

Bloques corticales*	Esquema de terrenos A°	Esquema de terrenos B°*
Elementos corticales de Laurencia		
Laurencia o Cratón	Terreno Chihuahua (1) o	Norteamérica
Norteamericano: basamento precámbrico no desplazado	Norteamérica (2,3)	
Caborca: segmento del miogeoclinal Cordillerano desplazado hacia el sur	Terreno Caborca (1) más partes adyacentes del terreno Cortés (2,3) (alóctono de Sonora)	Noreste del terreno Seri
Elementos corticales de Gondwana		
Coahuila: bloque no desplazado adyacente a la sutura Ouachita-Marathon	Terreno Coahuila	Terreno Coahuiltecano más el cinturón de sutura Tarahumara (=Marathon)
Yucatán-Chiapas: desplazado por la apertura del Golfo de México	Parte sureste del terreno Maya	Parte sureste del terreno Maya
Tampico: al norte del Eje Neovolcánico Transversal	«Oaxaquia»	Guachichil, parte noroeste del terreno Maya
Del Sur: al sur del Eje Neovolcánico Transversal		Sierra Madre Oriental, parte noroeste del terreno Maya Mixteca y Oaxaca, junto con el terreno Xolapa
Chortis: núcleo de América central	No se incluye	Chortis
Elemento cortical del paleo-Caribe		
Terreno Juárez/Cuicateco	Juárez	Cuicateco
Complejos de subducción del interior de México y cinturones de sutura		
Complejo de subducción Mesa Central del Pérmico-Jurásico	Sierra Madre Occidental	Este del terreno Tepehuano
Zona de sutura de México central del Cretácico medio (cierre de la cuenca Arperos) y noreste de Baja California	Tolimán, Sombrerete, Parral, sur y oeste del terreno Cortés, Sonobari (1), Rusias (1)	Oeste del Terreno Tepehuano, suroeste del terreno Seri
Complejo de arco de islas Intraoceánico (paleo-Pacífico) acrecionado por la colisión arco-continente del Cretácico Temprano		
Superterreno Guerrero: corteza volcanogénica asociada a la evolución de un sistema intraoceánico de arco de islas	Terreno Guerrero (1) con Arteaga (2, 3) y Papanoa (2,3), La Paz, Alisitos (1) o Santa Ana (2,3), placas superiores del terreno Vizcaíno y Magdalena (2,3)	Nahuatl, Tahué (la mayor parte de éste), Pericú, Yuma, placa superior del terreno Cochimí
Complejo de subducción de postacreción infra-cabalgadura	Placas inferiores del terreno Vizcaíno y Magdalena (2,3)	Placa inferior del terreno Cochimí

* Modelo de Dickinson y Lawton (2001)

° 1.Campa y Coney (1983) 2.Coney y Campa (1987) 3.Silberling *et al.* (1992)

°* Sedlock *et al.* (1993); Ortega-Gutiérrez *et al.* (1994)

Tabla 1.4. Correlación de los bloques corticales pre-cretácicos con los terrenos previamente propuestos (traducido de Dickinson y Lawton, 2001)

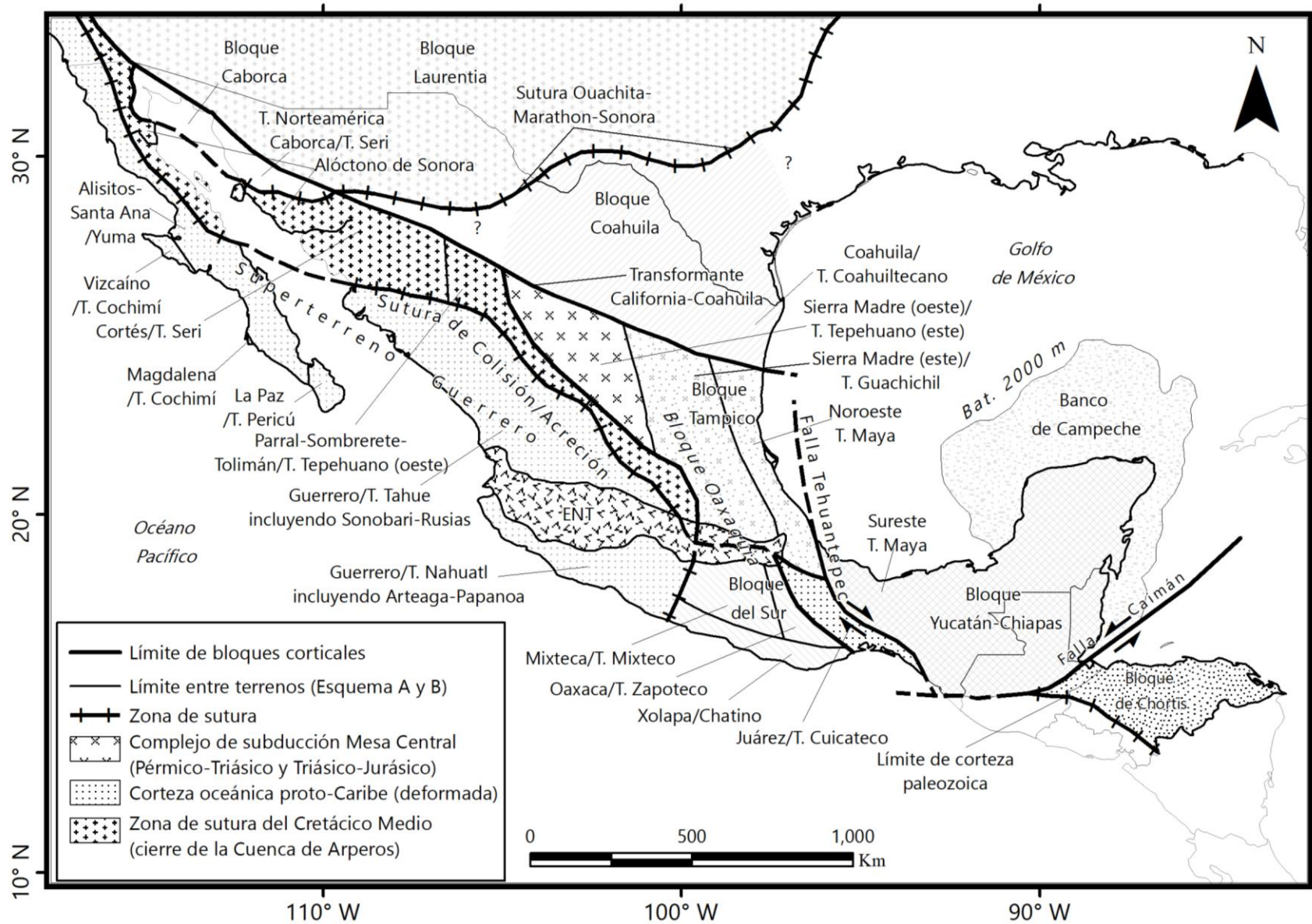


Figura 1.3. Mapa de la distribución de los bloques corticales propuestos por Dickinson y Lawton (2001) y los distintos terrenos mexicanos definidos por otros autores (ver tabla 1.4 para explicación). La zona de sutura Ouachita-Marathon-Sonora fue modificada para que coincida con lo propuesto por Poole *et al.* (2005) (modificado de Dickinson y Lawton, 2001).

norte del territorio mexicano, particularmente en el estado de Chihuahua y noreste de Sonora. El segundo está determinado por el Bloque Caborca, el cual ha sido considerado como un segmento del Miogeoclinal Cordillerano desplazado hacia el sur en tiempos post-Pérmico (Dickinson, 2000). El tercer grupo o conjunto de terrenos propuesto por estos autores está representado por los distintos terrenos tectonoestratigráficos que aparentan tener una afinidad con Gondwana, cuyas rocas se encuentran expuestas hacia el flanco este de México y que fueron acrecionadas a Norteamérica durante la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora y desplazadas durante la fragmentación de Pangea (Dickinson y Lawton, 2001). Por último, se tiene el denominado “Superterreno Guerrero”, el cual representa un conjunto volcanogénico de arco de islas intraocéanico adicionado al bloque Caborca y los elementos corticales de Gondwana del este de México hacia finales del Cretácico Temprano (Dickinson y Lawton, 2001).

1.4.2.1.1. CRATÓN DE NORTEAMÉRICA

Las rocas asociadas a Laurencia se extienden hasta Chihuahua y el norte de Sonora. Están conformadas por un basamento autóctono de edad precámbrica correspondiente con el Cratón de Norteamérica (Laurencia) sobreyacido por una sucesión cratónica paleozoica de ~3000 m de espesor, la cual está constituida por areniscas, lutitas y calizas (Sánchez-Zavala *et al.*, 1999) con faunas y litologías afines a las descritas en el sureste de Arizona y suroeste de Nuevo México (Stewart, 1988; Sedlock *et al.*, 1993, entre otros).

El registro paleozoico comprende desde el Cámbrico hasta el Pérmico y se ha interpretado como el relleno sedimentario de la Cuenca de Pedregosa, cuya extensión abarca desde el centro de Chihuahua hasta el sureste de Arizona y sur de Nuevo México (Sedlock *et al.*, 1993). Estas rocas fueron depositadas en ambientes de aguas someras hasta el Paleozoico tardío, cuando el hundimiento del margen sur de la plataforma dio paso al depósito de secuencias de tipo *flysch* y de rocas pelágicas. Aparentemente esta región permaneció emergida durante el Triásico y el Jurásico, registrando en su parte occidental un conjunto de rocas relacionadas con un arco volcánico jurásico, que continúa hacia el norte en el sureste de Arizona y en California, y otras con un magmatismo del Cretácico Temprano. Por otra parte, hacia el este, su registro geológico se caracteriza por presentar rocas siliciclásticas, carbonatadas y evaporíticas del Jurásico Tardío y Cretácico, depositadas en la Cuenca de Chihuahua (*Chihuahua Trough*) y la Cuenca Bisbee (Sedlock *et al.*, 1993).

El límite sureste del Cratón de Norteamérica se ha asumido como una falla de emplazamiento profundo a lo largo de la zona noroeste del frente de la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora del Paleozoico tardío, evento de colisión entre Laurencia y Gondwana (Campa y Coney, 1983), mientras que hacia el suroeste, este bloque termina en una discontinuidad de las rocas precámbricas, paleozoicas y mesozoicas, atribuida en un principio a los efectos de la Megacizalla Mojave-Sonora durante el Jurásico (Anderson y Silver 1979; Campa y Coney, 1983) y posteriormente a la presencia de la Transformante California-Coahuila de edad Pérmico-Triásico (Dickinson, 2000; Dickinson y Lawton, 2001).

1.4.2.1.2. BLOQUE CABORCA

Las rocas precámbricas y paleozoicas expuestas en la región central y noroccidental de Sonora han sido consideradas como parte del supuesto Bloque Caborca, el cual se ha interpretado como una parte del Miogeoclinal Cordillerano de Norteamérica que ha sido desplazado hacia el sureste hasta su actual posición en el noroeste de México mediante un sistema de desplazamiento lateral que actuó en el suroeste de Laurencia.

Dicho desplazamiento fue atribuido en un principio a la hipotética Megacizalla Mojave-Sonora, la cual estuvo activa durante el Jurásico en el borde oeste de Norteamérica (Anderson y Silver, 1979; Anderson y Schmidt, 1983). Posteriormente, basado en evidencias estructurales y estratigráficas, Dickinson (2000) dio una edad para el desplazamiento cercana al límite Pérmico-Triásico, acuñando así el término «Transformante California-Coahuila» (*California-Coahuila Transform*) para diferenciarla de la megacizalla de Anderson y colaboradores, la cual habría servido como conector cinemático entre la convergencia de placas de la orogenia Sonoma en Nevada y norte de California y el sistema de subducción que dominaba lo que actualmente es el centro de México (Dickinson y Lawton, 2001). Recientemente, Lawton *et al.* (2017) propusieron que este supuesto desplazamiento del borde suroeste de Laurencia fue de aproximadamente 3000 km como consecuencia de un límite de placas transpresivo que estuvo activo desde el Misisípico al Pérmico medio, antes de la colisión final entre Laurencia y Gondwana durante la Orogenia Ouachita-Marathon-Sonora.

Si se toma como correcto el concepto de Bloque Caborca, este estaría formado por un basamento precámbrico compuesto por esquistos y gneises ricos en cuarzo, cuarcitas, metariodacitas y anfibolitas fuertemente deformadas e intrusionadas por plutones calcoalcalinos de 1,750 a 1,710 Ma. También se tiene la presencia de gneises cuarzofeldespáticos y anfibolíticos metamorfoseados y cortados por diques pegmatíticos de 1,685 a 1,645 Ma (Anderson y Silver, 1977; 1981). Este conjunto de rocas se encuentra cortado por granitos anorogénicos datados en 1,450 Ma y por los granitos Aibo de 1,110 Ma (Anderson y Silver, 1977; 1981). Correspondiente con las sucesiones proterozoicas y paleozoicas asociadas al Miogeoclinal se incluyen dolomías, cuarcitas, calizas y escasas rocas volcánicas de composición máfica. Las Capas Gamuza (Proterozoico superior) expuestas al sur de Caborca sobreyacen discordantemente a los granitos Aibo (1,110 Ma) y cambian transicionalmente a la secuencia paleozoica que registra rocas desde el Cámbrico al Pérmico en varias localidades de Sonora (Sedlock *et al.*, 1993 y autores ahí citados).

En general, desde el advenimiento de la Megacizalla Mojave-Sonora, la hipótesis del Bloque Caborca ha sido ampliamente utilizada para explicar la evolución geológica del noroeste de México. No obstante, algunas evidencias geológicas y paleontológicas indican que las rocas del Paleozoico tardío y Mesozoico que componen dicho bloque podrían no presentar un desplazamiento, apuntando hacia la idea de un origen autóctono para dichos afloramientos (Arvizu *et al.*, 2009; Dobbs, 2017) llegando a considerarse, por algunos autores, la necesidad de reevaluar dicha hipótesis (*e.g.* Poole *et al.*, 2005).

1.4.2.1.3. ALÓCTONO DE SONORA

En el esquema de terrenos propuesto por Campa y Coney (1983), el terreno Caborca incluye también rocas de ambientes marinos profundos expuestas en la región central de Sonora que son englobadas, sin una explicación, en la zona de sutura del Cretácico medio en el modelo de Dickinson y Lawton (2001). Por otra parte, al igual que Coney y Campa (1987), Sedlock *et al.* (1993) incluye en el terreno Seri rocas de ambientes profundos (eugeoclinales) con una distribución orientada este-oeste y que están representadas por lutitas con graptolitos del Ordovícico Temprano-Medio, pedernal, dolomías y lutitas del Ordovícico Tardío-Silúrico, depósitos de barita, rocas clásticas y pedernal del Devónico, calciturbiditas, argilitas y pedernal del Misisípico Inferior, sobreyacidas discordantemente por rocas clásticas del Misisípico Superior y rocas clásticas, argilitas, calizas, pedernal y depósitos de barita del Pensilvánico. Posteriormente, estas rocas fueron incluidas en el terreno Cortés (Coney y Campa, 1987) restringido por Roldán-Quintana *et al.* (1993 *vide* Poole *et al.*, 2005) únicamente a las rocas paleozoicas alóctonas de ambientes profundos, denominadas también como el Alóctono de Sonora (Poole *et al.*, 2005), el cual representa una secuencia paleozoica de ambientes profundos que cabalgó los ambientes de plataforma durante el Paleozoico tardío (Pérmico) en respuesta a la colisión entre Laurentia y Gondwana en un evento que duró de 30 a 40 Ma, durante el Pérmico temprano a medio (Poole *et al.*, 2005; Stevens *et al.*, 2014).

1.4.2.2. DEPÓSITOS DEL PÉRMICO MARINO DE MÉXICO

Las rocas paleozoicas que presentan una mayor abundancia en el país corresponden con edades que van del Carbonífero al Pérmico. Sin embargo, sus exposiciones son aisladas en cada uno de los distintos terrenos y se restringen, en su mayoría, a ambientes marinos (Sánchez-Zavala *et al.*, 1999). Particularmente el Pérmico marino ha sido reportado por diversos autores en los estados de Baja California, Sonora, Chihuahua, Coahuila, Hidalgo, Puebla, Guerrero y Chiapas, representado por afloramientos expuestos en el Bloque Caborca, el Alóctono de Sonora, el Cratón de Norteamérica (Laurentia) y los bloques corticales derivados de Gondwana (Figura 1.4) (Sánchez-Zavala *et al.*, 1999; Quiroz-Barroso y Sour-Tovar, 2006). En la tabla A1 del Anexo II se resume toda la información referente a cada una de estas sucesiones, incluidos los grupos de organismos que han servido para datar los conjuntos litológicos expuestos en las distintas localidades del país.

Las sucesiones pérmicas del Cratón Norteamericano o Laurentia, en el norte de México, se encuentran aflorando en los estados de Sonora y Chihuahua. Estos afloramientos están representados por calizas, dolomías, lutitas y areniscas formadas en ambientes de plataforma que constituyen las formaciones Earp, Colina, Scherrer, Epitaph y Concha del Grupo Naco; las formaciones Abo, Hueco, Rara y Plomosas y los miembros 2 y 1 (estos dos últimos descritos en la Sierra Pilares de Teras, noreste de Sonora), y las rocas en el Cerro El Capitán, correlacionadas según sus características litológicas con el Grupo Supai, la Arenisca Coconino, las Calizas Toroweap-Kaibab, la Formación Moenkopi y la Arenisca Azteca descritas en el Colorado Plateau (Imlay, 1939; Leveille, 1984; Fitts, 1989; Sánchez-Zavala *et al.*, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 2006) (Tabla 1.5). Según Sánchez-Zavala *et al.* (1999), las secuencias del Carbonífero de Chihuahua presentan una composición homogénea pero han sido nombradas con nomenclaturas diferentes en concordancia

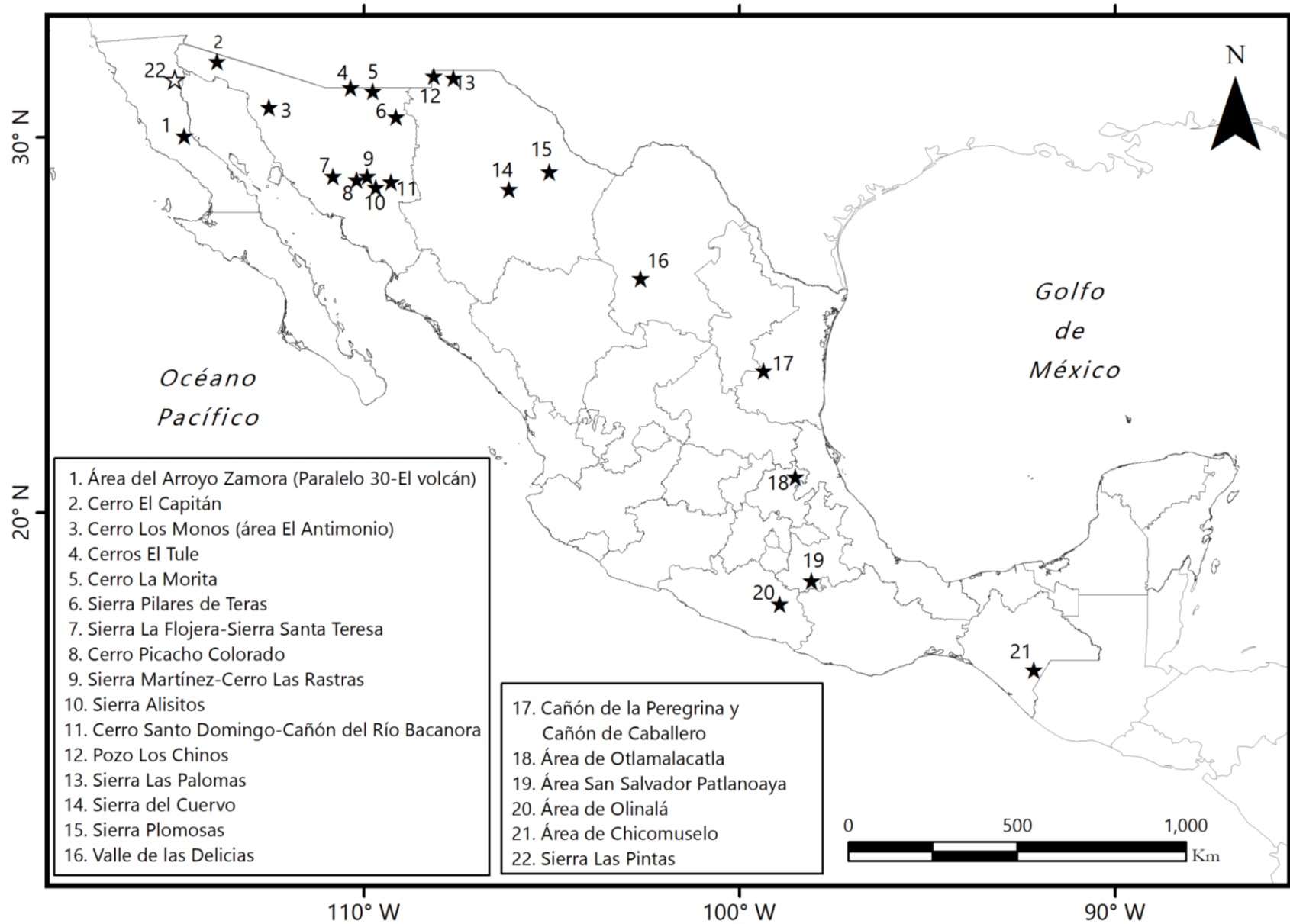


Figura 1.4. Mapa de las localidades del Pérmico marino de México. La estrella 22 corresponde con la Sierra Las Pintas que, aunque no corresponde con el Pérmico, sí se ha estudiado en este trabajo por lo que se hace referencia a ella en el Capítulo 3.

		CRATÓN DE NORTEAMÉRICA					BLOQUE CABORCA		
		SONORA		CHIHUAHUA			SONORA		
		Cerros El Tule- Cerro La Morita (4,5)	Sierra Pilares de Teras (6)	Cerro El Capitán (2)	Sierra del Cuervo (14)	Sierra Plomosas (15)	Pozo Los Chinos- Sierra Las Palomas (12,13)	El Antimonio (3)	Sonora central (7,8,9,10,11)
Triásico	Interior			Formación Moenkopi				Formación Antimonio	
Pérmico	Lopingiano			?				?	?
	Guadalupiano			?				Formación Monos	Formación Mina México
	Cisuraliano		Unidad 1	Cz. Toroweap- Cz. Kaibab			Caliza Concha Fm. Scherrer Fm. Epitaph Caliza Colina		Caliza La Cueva
		Unidad 2	As. Coconino		Formación Plomosas	Formación Earp			
Pensilvánico	Superior		Unidad 3	Grupo Supai	Formación Rara	Formación Plomosas	Formación Earp		
			Formación Earp			Caliza Pastor	Formación Horquilla		
		Formación Horquilla							

Tabla 1.5. Cuadro de correlación para las unidades del Pérmico marino del Cratón de Norteamérica y del Bloque Caborca. Los números corresponden con las localidades en la figura 1.4 (después de Imlay, 1939; Díaz y Navarro, 1964 *fide* Sánchez-Zavala *et al.*, 1999; González-León, 1980; 1986; 1997; Leveille, 1984; Handschy y Dyer, 1987; Peiffer-Rangin, 1988; Fitts, 1989; Poole *et al.*, 2005; Barbosa-Gudiño *et al.*, 2006; Stevens *et al.*, 2014).

		ALÓCTONO DE SONORA	BLOQUE COAHUILA	BLOQUE «OAXAQUIA» (TAMPICO)		BLOQUE «OAXAQUIA» (DEL SUR)		BLOQUE YUCATÁN-CHIAPAS	
		B.C.	COAHUILA	TAMAULIPAS	HIDALGO	PUEBLA	GUERRERO	CHIAPAS	
		Área del Arroyo Zamora (1)	Área Valle de Las Delicias (16)	Cañón de la Peregrina-de Caballero (17)	Área de Otlamalacatla (18)	Área de San Salvador Patlanoaya (19)	Área de Olinalá (20)	Área de Chicomuselo (21)	
Triásico	Inferior	Formación De Indio					Ignimbrita Las Lluvias		
		?							
Pérmico	Lopingiano	Formación Cerro El Volcán	?				?		
	Guadalupiano	-.?-	Sucesiones del Valle de Las Delicias o formación Las Delicias	?			?	?	
	Cisuraliano	Formación Zamora		?	?		?	Formación Olinalá	Fm. Paso Hondo
		Formación El Mármol		-.?-	Formación Guacamaya	Formación Tuzancoa	Formación Patlanoaya	?	Caliza La Vainilla
Pensilvánico	Superior	?		Formación Del Monte	?		Formación Grupera	?	
							Formación Santa Rosa		

Tabla 1.6. Cuadro de correlación para las unidades del Pérmico marino del Alóctono de Sonora, del Bloque Coahuila, «Oaxaquia» y del Bloque Yucatán-Chiapas. Los números corresponden con las localidades en la figura 1.4 (después de Thompson y Miller, 1944; Reyeros de Castillo, 1976; Corona-Esquivel, 1981; Buch y Delattre, 1993; McKee *et al.*, 1999; Stewart *et al.*, 1999a; El Albani *et al.*, 2005; Rosales-Lagarde *et al.*, 2005).

con la localidad donde se hayan expuestas. Intuitivamente, y debido a la falta de estudios estratigráficos integrales, se puede suponer que buena parte de las formaciones pérmicas descritas en la porción mexicana de Laurencia podrían ser correlacionadas entre sí, reduciendo el número de nombres estratigráficos y facilitando su interpretación e implicaciones geológicas.

El Bloque Caborca, incluye rocas pérmicas marinas expuestas en el Cerro Los Monos constituido por la Formación Monos del Guadalupiano y la parte inferior de la Formación Antimonio (Pérmico superior-Cárnico) (Keller, 1928; Cooper y Arellano, 1946; Cooper *et al.*, 1953; González-León, 1980; González-León *et al.*, 2005) y por los depósitos de plataforma de la Caliza La Cueva y los de antepaís de la Formación Mina México del Pérmico inferior-medio en la región central de Sonora (Stevens *et al.*, 2014) (Tabla 1.5). Sánchez-Zavala *et al.* (1999) incluye a la «formación Mazatán» del Pérmico inferior en las sucesiones del Alóctono de Sonora. Sin embargo, de acuerdo con Stevens *et al.* (2014), las rocas más jóvenes del Alóctono de Sonora están representadas por la Formación Rancho Nuevo del Pensilvánico tardío. En el estado de Baja California, por otra parte, se han reportado rocas del Pérmico en el área del arroyo Zamora (también conocido como Paralelo 30) (Buch y Delattre, 1993), incluidas tradicionalmente dentro de las sucesiones del Alóctono de Sonora en ambientes de talud (Tabla 1.6).

El Bloque Coahuila contiene rocas volcánicas del Misisípico al Pérmico, intercaladas con flujos de detritos calcáreos y rocas volcánicas que constituyen bloques de algunos metros de diámetro expuestos en el Valle de Las Delicias (King *et al.*, 1944; Wardlaw *et al.*, 1979; McKee *et al.*, 1999). McKee *et al.* (1999) incluyeron estas sucesiones en la «formación Las Delicias», que representa una serie de flujos de detritos en aguas profundas y cercanos a un arco volcánico donde se incluyen bloques carbonatados fosilíferos depositados en distintos episodios. Una correlación espacial y temporal es imposible de hacerse entre las distintas unidades ya que no presentan una continuidad lateral (Tabla 1.6).

En lo correspondiente al «Bloque Oaxaquia» (Bloque Tampico y Del Sur) se tienen afloramientos del Pérmico en su parte norte (Ciudad Victoria, Tamaulipas) y están constituidos por la Formación Guacamaya expuesta en el anticlinorio Peregrina-Huizachal (Stewart *et al.*, 1999a). Hacia el centro de «Oaxaquia», las unidades paleozoicas están constituidas por sucesiones volcanosedimentarias compuestas por flujos de lavas, tobas, aglomerados intercalados con calizas, lutitas y areniscas volcánicas (Rosales-Lagarde *et al.*, 2005); hacia la cima cambian a lutitas volcánicas, areniscas y conglomerados depositados como turbiditas datadas en una edad del Pérmico inferior-medio (Cisuraliano o Wolfcampiano-Leonardiano según la nomenclatura de Norteamérica) y son agrupadas en la Formación Tuzancoa (Rosales-Lagarde *et al.*, 2005). En las exposiciones pérmicas al sur de «Oaxaquia» se tienen los afloramientos de la Formación Patlanoaya en Puebla (Vachard *et al.*, 2000), constituida por conglomerados, lutitas, areniscas y algunos niveles de calizas, y de la Formación Olinalá en Guerrero compuesta por interestratificaciones de calizas, lutitas, areniscas y areniscas calcáreas (Corona-Esquivel, 1981) (Tabla 1.6). Asimismo, se han reportado edades pérmicas (Cisuraliano) para los clastos carbonatados incluidos en los conglomerados de la Formación Yododeñe en Oaxaca. Estos clastos representan una unidad litoestratigráfica pérmica marina erosionada y resedimentada dentro de un sistema de abanicos aluviales que hasta el momento no se ha reportado expuesta *in situ* (Flores de Dios *et al.*, 2000).

Por último, en el Bloque Yucatán-Chiapas (sur del Bloque Maya) se tienen los afloramientos pérmicos de las Formaciones Grupera, Vainilla y Paso Hondo en el estado de Chiapas, datadas como Pérmico inferior-medio (Cisuraliano a Guadalupiano inferior) con base en la presencia de crinoides, fusulínidos, braquiópodos y trilobites (Quiroz-Barroso y Sour-Tovar, 2006; Torres-Martínez *et al.*, 2016; 2018) (Tabla 1.6).

1.4.2.3. PALEOGEOGRAFÍA Y EL ARCO VOLCÁNICO DEL PÉRMICO

La paleogeografía de los distintos terrenos tectonoestratigráficos de México está estrechamente ligada a la conformación de Pangea durante el Paleozoico tardío. Existen numerosos modelos que intentan explicar dicha conformación los cuales fueron agrupados por Centeno-García (2005) en tres esquemas principales:

Grupo 1. El primer grupo sigue la idea de que el Bloque Coahuila y parte del «Bloque Oaxaquia» permanecieron unidos a Gondwana hasta su colisión con el sur de Laurentia durante el Carbonífero-Pérmico. Esta colisión tuvo lugar gracias al desarrollo de una zona de subducción en el margen noreste de Gondwana (*e.g.* Dickinson y Lawton, 2001).

Grupo 2. El segundo grupo supone que el frente colisional entre el Bloque Coahuila y parte del «Bloque Oaxaquia» con Laurentia en la zona de sutura Ouachita-Marathon-Sonora cambió hacia el sur en un arco continental. En este modelo, el vulcanismo carbonífero-pérmico presente en el Bloque Coahuila y el «Bloque Oaxaquia» está asociado a la zona de subducción en el margen del océano paleo-Pacífico (*e.g.* Sedlock *et al.*, 1993).

Grupo 3. El tercer grupo asume que la zona de sutura entre el Bloque Coahuila y parte del «Bloque Oaxaquia» con Laurentia se ubica al este de los Bloques Coahuila y «Oaxaquia», donde las secuencias pérmicas presentes hacia el este del «Bloque Oaxaquia» forman parte de un *flysch* orogénico (*e.g.* Pindell, 1985).

A partir de lo anterior, Centeno-García (2005) concluye que no existen evidencias contundentes para descartar un modelo sobre otro ya que todos presentan aciertos y fallas al momento de modelar la paleogeografía de Pangea. No obstante, sea cual sea el modelo seguido, se sabe que después de la colisión entre Laurentia y Gondwana, tuvo lugar el desarrollo de un arco volcánico del Pérmico temprano al Triásico Tardío a lo largo de los Bloques Coahuila y Oaxaquia (Tampico y Del Sur) (Centeno-García, 2005) y del macizo de Chiapas en el Bloque Yucatán-Chiapas donde, si se restituye su desplazamiento a causa de la apertura del Golfo de México en el Jurásico Medio, se observa una continuación de los plutones asociados a dicho arco hacia el Bloque Coahuila y Laurentia (Salvador, 1991 *vide* Dickinson y Lawton, 2001).

Este arco volcánico ha sido interpretado como el producto de una zona de subducción a lo largo del margen oeste de los terrenos gondwánicos del este de México, permaneciendo activo hasta el Triásico Tardío, después del cese en la colisión continental durante la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora (Dickinson y Lawton, 2001); sin embargo, no se han encontrado evidencias de algún complejo de subducción relacionado a esta edad. Algunas exposiciones de rocas volcánicas en la región del Desierto de Mojave y el noroeste de México, permiten suponer que esta zona de subducción se extendía hacia el norte a lo largo del borde del paleo-Pacífico (Walker, 1988 *vide* Centeno-García, 2005; Arvizu *et al.*, 2009; Arvizu e Iriondo, 2015). De igual manera, evidencias de la

presencia de un arco volcánico del Pérmico medio-superior han sido registradas en las sucesiones siliciclásticas de cuenca de ante-arco de la Formación Monos, del noroeste de Sonora (Dobbs, 2017) que deberían ser contemporáneas a los desplazamientos laterales a lo largo de la Transformante California-Coahuila (Dickinson, 2000; Dickinson y Lawton, 2001).

Este esquema tectónico general permite suponer el escenario en el cual se formaron cada una de las sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias marinas discutidas en este apartado. No obstante, la paleogeografía precisa de cada una de las cuencas donde se generaron queda dudosamente definida. En Sonora, por ejemplo, se tienen los afloramientos de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México del Pérmico temprano en la región central del estado, mientras que hacia el noroeste se encuentran los afloramientos guadalupianos de la Formación Monos. Las primeras han sido interpretadas como depósitos en cuencas de antepaís producto de la flexura cortical por la colisión entre Laurencia y Gondwana (Poole *et al.*, 2005; Stevens *et al.*, 2014); la última representa el depósito de una cuenca de ante-arco asociada al arco Cordillerano Pérmico del oeste de Norteamérica (González-León, 1980; Dobbs, 2017). Si bien estas sucesiones no son contemporáneas, sí se encuentran muy cercanas en tiempo y, sin embargo, la relación que existe entre estos depósitos no está definida. Para explicar la presencia de las rocas guadalupianas y triásicas del noroeste de Sonora se introdujo la idea del Bloque Caborca, desplazado hacia el sureste desde una posición cercana al oeste de Nevada (Anderson y Silver, 1979). No obstante, este desplazamiento no es plausible debido a que existen demasiadas inconsistencias en las correlaciones litológicas y faunísticas establecidas originalmente entre esas localidades (*e. g.* Gómez-Luna y Martínez-Cortés, 1997; Arvizu *et al.*, 2009; Arvizu e Iriondo, 2015). Así pues, se puede definir de forma general un escenario de depósito pero establecer las relaciones locales entre ellos resulta sumamente complejo.

Del mismo modo, para los depósitos del resto de México, se puede establecer un panorama generalista. Las sucesiones del Valle de las Delicias (Coahuila) pueden ser asociadas a una cuenca de intra-arco, la Formación Tuzancoa (Hidalgo) a una de tras-arco y la Formación Guacamaya (Tamaulipas) a una de ante-arco, relacionadas con el arco volcánico desarrollado en el este de México durante el Pérmico medio-Triásico Tardío (Mckee *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Rosales-Lagarde *et al.*, 2005), mientras que las sucesiones expuestas en Puebla (Formación Patlanoaya), Guerrero (Formación Olinalá) y Chiapas (Formación Grupera, Caliza La Vainilla, Formación Paso Hondo) podrían estar asociadas a las plataformas y rampas carbonatadas formadas dentro de las cuencas marinas desarrolladas en el margen oeste de Pangea, como producto de la subducción y la actividad en el arco volcánico (El Albani *et al.*, 2005; Juárez-Arriaga, 2006; Torres-Martínez *et al.*, 2017). Por otra parte, la paleogeografía de las sucesiones de Chihuahua y del noreste de Sonora se encuentra mejor establecida debido a que representan la sedimentación en el sur-suroeste del Cratón Norteamericano dentro de la Cuenca de Pedregosa, la cual tiene un origen relacionado con la colisión de Laurencia y Gondwana (Himes-Madero, 1968; López-Ramos, 1969; González-León, 1986; Armin, 1987; Peiffer-Rangin, 1988).

En resumen, la reconstrucción paleogeográfica de las sucesiones marinas del pérmico mexicano resulta sumamente compleja debido a la tectónica que imperó en esa época. Dicha, tectónica brinda un panorama muy general de la paleogeografía de estas sucesiones. Sin embargo la distribución exacta y particular de cada una de ellas se vuelve más sencilla si se integran los conocimientos estratigráficos, paleontológicos y tectónicos de cada localidad.

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA

Como se planteó en el Capítulo 1, el objetivo principal de esta investigación es realizar, con base en el contenido de conodontos y el análisis petrográfico de láminas delgadas, una descripción detallada de la bioestratigrafía del Pérmico de Sonora y Baja California. De acuerdo con estos intereses, se seleccionaron las sucesiones expuestas en la Sierra Las Pintas y en el área de El Volcán, también conocida como Arroyo Zmora o Paralelo 30, en Baja California, del Cerro Los Monos en el noroeste de Sonora, y del Cerro Las Rastras y de la Sierra Martínez en Sonora central.

El presente capítulo aborda las metodologías utilizadas tanto para la extracción de conodontos como los análisis petrográficos de las rocas estudiadas. En el primer apartado donde se detalla el proceso seguido para la obtención de conodontos, se describe el trabajo de campo realizado, el cual evidentemente ha sido el mismo para los estudios sobre la petrografía de las rocas carbonatadas.

2.1. ESTUDIO DE CONODONTOS

Los análisis micropaleontológicos de conodontos se llevan a cabo mediante una serie de procesos dirigidos a su extracción de las rocas contenedoras y a su posterior estudio con distintos enfoques. Estos procesos se agrupan en tres rubros distintos: el trabajo de campo, de laboratorio y de gabinete. El trabajo de campo, el cual no difiere de cualquier otro estudio micropaleontológico, proporciona un contexto geológico a los resultados que eventualmente se obtendrán. Por su parte, el trabajo de laboratorio sí representa particularidades que atienden a las necesidades en cuestión. La extracción de conodontos de rocas carbonatadas no es igual a la de palinomorfos de lutitas o a la de diatomeas de calizas, aunque todas ellas coinciden en el uso de ácidos para disolver la roca que contiene los microfósiles. Una vez que los procesos de laboratorio terminan, que en algunos casos pueden consistir, además, en la concentración de los residuos obtenidos por medio de líquidos densos o filtrados especiales, siguen los trabajos de gabinete, encaminados a la búsqueda, clasificación e

interpretación del contenido fósil. En conclusión, la metodología de estudio es fundamental si se pretende realizar una buena obtención de resultados, por lo que una explicación más detallada se incluye a continuación.

2.1.1. TRABAJO DE CAMPO

El estudio geológico-estratigráfico y el muestreo micropaleontológico llevados a cabo en esta parte de la investigación se basaron, básicamente, en dos partes realizadas simultáneamente. La primera de ellas consistió en la medición de columnas estratigráficas y de datos estructurales en las áreas que previamente fueron seleccionadas para esta investigación. La segunda, se centró en la recolección de muestras para la búsqueda de conodontos y la realización de análisis petrográficos. En el Anexo II se incluyen los datos de localización de las muestras tomadas (Tablas A5 y A6).

La primera parte del trabajo, es decir la construcción de las columnas estratigráficas, se desarrolló con el uso del Bastón o Vara de Jacob, un método geométrico que se basa en el uso de las razones trigonométricas del triángulo rectángulo para obtener los espesores reales de los estratos de roca. Sin embargo, dadas las características de algunos afloramientos como aquellos pertenecientes a la Formación Mina México en Sonora central, el uso de este método fue sustituido por el cálculo de espesores litológicos a partir de mapas topográficos y de mediciones de rumbos y echados de los estratos estudiados. Se estudiaron siete localidades con fines bioestratigráficos, una en el área de la Sierra Las Pintas (Sección Sierra Las Pintas) y en el área del Arroyo Zamora (Paralelo 30 o El Volcán), Baja California, una en el Cerro Los Monos (Sección Los Monos) y en el Cerro El Capitán, noroeste de Sonora, una en el Cerro Las Rastras (Sección Las Rastras) y dos en la Sierra Martínez (Sección Sierra Martínez 1 y 2) en Sonora central. Algunos datos sobre estas sucesiones como su ubicación y espesores se registran en la tabla 2.1.

Por su parte, el muestreo de rocas carbonatadas para la búsqueda de conodontos y análisis petrográficos se realizó de acuerdo a los cambios de facies litológicas observadas en campo.

Dado que los conodontos son microfósiles que en la mayoría de las veces tienen tamaños menores a 1 mm, su presencia en las rocas no es algo que se pueda advertir antes de que los análisis de laboratorio concluyan. Sin embargo, algunos criterios sedimentológicos pueden ayudar a aumentar las probabilidades de que las muestras recolectadas arrojen resultados positivos. Particularmente, estratos carbonatados con un tamaño de grano fino y sin evidencias de ser depósitos por corrientes de turbidez, pueden garantizar una buena preservación y depósito autóctono de los conodontos, aumentando su valor bioestratigráfico.

En las sucesiones estudiadas en este trabajo de investigación, se muestrearon los niveles carbonatados con las mejores características sedimentológicas, aunque en algunos casos como en la Sección Sierra Las Pintas y en ambas secciones de la Sierra Martínez, se muestreó cualquier nivel carbonatado debido a la escasez de los mismos. Paralelamente a esto, se realizó un cuidadoso registro de las muestras dentro de la columna estratigráfica correspondiente, además de la asignación de una sigla única e inconfundible entre cada una de las muestras. En la tabla 2.1 se registra el número de muestras recolectadas por sección.

Para los análisis petrográficos, se recolectó una muestra de mano de los mismos estratos considerados para la búsqueda de conodontos. Aunque el objetivo principal de este trabajo no es la

Estado	Sección	Coordenada de referencia (UTM)		Espesor de la sucesión	Muestras recolectadas	Unidad estratigráfica
		Base de la sección	Cima de la sección			
Baja California	Área Sierra Las Pintas	11N 676,275 3,523,784	11N 676,055 3,524,027	129 m	12	Grupo Sierra Las Pintas
	Área Cañón Jueves Santo	11N 678,850 3,501,990		No se midió	5	Grupo Arroyo Grande
	Área Arroyo Zamora	11N 715,248 3,319,356		No se midió	9	Unidades no diferenciadas de Buch y Delattre, 1993
Sonora	Área Cerro El Capitán	11N 746,927 3,577,752		No se midió	6	Unidades no diferenciadas correspondientes con el Grupo Supai, la Arenisca Conocino, la Caliza Toroweap y la Caliza Kaibab
	Los Monos	12N 348,107 3,404,891	12N 347,237 3,404,385	392 m	20	Formación Monos
	Las Rastras	12N 602,344 3,200,549	12N 602,623 3,200,708	211 m	23	Caliza La Cueva y Formación Mina México
	Sierra Martínez 1	12N 608,957 3,202,609	12N 609,337 3,202,459	285 m	5	Caliza La Cueva y Formación Mina México
	Sierra Martínez 2	12N 609,053 3,202,165	12N 609,287 3,202,033	104 m	7	Caliza La Cueva y Formación Mina México

Tabla 2.1. Datos sobre cada una de las secciones estudiadas en esta investigación.

descripción detallada de microfacies, el muestreo petrográfico se realizó con el objetivo de hacer las descripciones petrológicas y la interpretación de ambientes sedimentarios en un esquema general directamente relacionado con las muestras para conodontos.

2.1.2. TRABAJO DE LABORATORIO

En la mayoría de los casos, los conodontos se encuentran de manera desarticulada en la roca contenedora, por lo que es preciso poner en práctica una serie de metodologías que permitan separarlos de ésta. El trabajo de laboratorio incluye todos los procesos encaminados a la extracción de los conodontos, durante el cual se hace uso de un método químico particular según las necesidades de la investigación. La técnica convencional de extracción descrita por Stone (1987), consiste en la disolución de las rocas mediante ácidos débiles, entre los que se encuentran el ácido acético, cloroacético y fórmico. Para este caso en particular, se eligió el ácido fórmico ya que presenta la mejor relación de los tres entre la calidad de extracción y el tiempo invertido.

De manera general, esta técnica consta de tres etapas que en orden de ejecución son: preparación de la muestra, disolución de la roca, y lavado y tamizado del residuo.

La primera parte consistió en la trituración de la muestra con ayuda de un martillo. Con este paso se busca aumentar el área de contacto entre la solución ácida y la roca que se quiere disgregar, por lo que, comúnmente, se suele fragmentar en pequeños bloques de aproximadamente 3 cm por lado. Sin embargo, la acción mecánica en ocasiones puede dañar al contenido fósil, por lo que es necesario hacer una evaluación entre la dureza de la roca y la necesidad de su trituración.

En la segunda etapa tuvo lugar el proceso de disolución amortiguada con carbonato de calcio de la roca hospedante. Como se mencionó anteriormente, en este proceso se utilizó ácido fórmico, el cual se aplicó en una concentración del 7.3 % obtenida a partir de la mezcla de 1 L del ácido fórmico comercial en concentraciones del 85% y 10.7 L de agua corriente.

Antes de aplicar la solución ácida, se seleccionó 1 kg de fragmentos de muestra medida con ayuda de una balanza simple y se colocó en un recipiente de polietileno previamente etiquetado. Una vez dispuesta la muestra de esta forma, se introdujo el recipiente dentro de una campana de extracción encendida y se le añadió 11.7 L de ácido fórmico al 7.3% (1 L ácido fórmico al 85% + 10.7 L de agua corriente). Es importante señalar que para lograr la mayor efectividad en la disolución, el proceso debe durar 24 horas. Pasado este periodo, existe el riesgo de dañar por corrosión al contenido fósil de la muestra, por esta razón, es necesario cumplir con estas condiciones (Ziegler *et al.*, 1971 *vide* Stone, 1987).

Una vez pasadas las 24 horas en las que la roca estuvo sometida a la acción del ácido fórmico, se concluyó el procedimiento de extracción con el lavado y tamizado del residuo obtenido. Ya que el tamaño de los conodontos varía entre 5 y 0.2 mm, aunque se los puede encontrar ligeramente más grandes o más pequeños, se utilizó un juego de cuatro tamices de 1, 0.6, 0.2 y 0.125 mm, siendo en los dos últimos tamices donde se concentran los elementos conodontales. En esta etapa, se tomó el recipiente de polietileno con la muestra en disolución, se vertió la parte líquida de la mezcla en un recipiente especial para su neutralización con bicarbonato de sodio, y la parte sólida se depositó en el juego de tamices previamente armado. Después de esto se continuó con el lavado de la muestra con agua corriente, y una vez que se hubo eliminado la fracción correspondiente a las arcillas del tamiz más fino, se depositó el residuo de cada uno en recipientes individuales y perfectamente etiquetados para someterlos a un secado a temperatura ambiente. Una vez que la muestra estuvo seca, se procedió con el trabajo de gabinete que consistió en la búsqueda, identificación, clasificación e interpretación de los elementos conodontales.

Todas estas labores se realizaron en el Laboratorio de Química y Micropaleontología de la Estación Regional del Noroeste, UNAM en Hermosillo, Sonora, bajo la responsabilidad de la Dra. Pilar Navas-Parejo.

2.1.3. TRABAJO DE GABINETE

En esta parte del proceso se agrupan todas las actividades que no se realizaron durante las campañas de campo ni dentro de un laboratorio. Sin embargo, entre las principales actividades se encuentran la separación de conodontos de los residuos, y su posterior clasificación e interpretación.

Para la obtención de los conodontos a partir de los residuos, es necesario el uso de un microscopio estereoscópico como herramienta principal, además de pinceles o agujas de recolección, celdas micropaleontológicas y una charola de preselección. En esta ocasión se utilizó el microscopio estereoscópico de la marca Zeiss modelo Stemi 508 inventariado en la Estación Regional del Noroeste, UNAM en Hermosillo, Sonora. Esta parte del trabajo, simplemente consiste en recolectar cada conodonto con ayuda de un pincel o aguja de recolección, y depositarlo en una celda micropaleontológica etiquetada y ordenada, procedimiento conocido como *hand picking*.

Una vez separados los elementos conodontales de cada muestra, se procedió a seleccionar aquellos que presentaron una mejor preservación de sus caracteres diagnósticos con la finalidad de realizar la toma de microfotografías en el Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Para esta parte del trabajo se hizo uso del SEM marca Hitachi modelo TM3030 Plus Tabletop del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) ubicado en la Estación Regional del Noroeste, UNAM en Hermosillo, Sonora.

Para la clasificación de los conodontos separados, se hizo uso de un método de comparación indirecta con las especies definidas para el Pérmico global, es decir, se compararon las características morfológicas de los conodontos encontrados en este trabajo con aquellos reportados previamente en la literatura, consultando siempre las diagnósis originales y/o enmendadas, las imágenes de los holotipos y paratipos, y analizando el estado del arte de cada especie.

Por último, se tiene la interpretación de los resultados, la cual representa el objetivo de toda investigación. Para este caso, es importante relacionar lo concluido con todos los aspectos, tanto locales como regionales, que rodean al objeto de estudio. Dado que este trabajo se centra en la bioestratigrafía de conodontos del Pérmico de Sonora y Baja California, paralelamente a los trabajos de campo y de laboratorio se realizó una exhaustiva documentación bibliográfica sobre la estratigrafía, paleontología y tectónica del Pérmico de México y del sur de los Estados Unidos, buscando contextualizar los resultados obtenidos con un esquema geológico a gran escala, respetando y reconociendo los alcances y limitantes de esta investigación.

Debido a las características propias del proceso de estudio de conodontos, es en este paso cuando se concluye si el trabajo de campo y de laboratorio es recompensado, es decir, si una muestra resulta positiva en el contenido de conodontos o no. De las localidades estudiadas, la del Cerro El Capitán, el Arroyo Zamora y la Sierra Las Pintas, no presentaron material de conodontos.

2.2. ESTUDIO PETROGRÁFICO

Después del trabajo de campo descrito en el apartado anterior, se inició la elaboración de láminas delgadas para el estudio petrográfico de las rocas muestreadas. Este proceso estuvo a cargo de la M.C. Adriana Aimé Orcí Romero del Laboratorio de Corte y Laminación de la Estación Regional del Noroeste, UNAM en Hermosillo, Sonora.

Posterior a esto, el trabajo continuó con las descripciones petrográficas de cada una de las láminas delgadas obtenidas. En este paso se utilizó el microscopio petrográfico de la marca Zeiss modelo AXIO Imager A2M para el análisis de las láminas delgadas y de la cámara de la marca Zeiss modelo AXIO CAM ICC5, ambos inventariados en la Estación Regional del Noroeste, UNAM en Hermosillo, Sonora. Seguido a esto, cada una de estas láminas fueron integradas dentro de un esquema de microfacies que permitió las interpretaciones paleoambientales de las rocas seleccionadas. La explicación de este proceso se incluye en el siguiente apartado.

2.2.1. TRABAJO DE GABINETE

Los procesos básicos en la sedimentación de carbonatos resultan en sucesiones estratigráficas y patrones predecibles de facies, los cuales permiten reconocer los ambientes sedimentarios del registro geológico. Con base en esto, Wilson (1975) diseñó un modelo de cinturones de facies

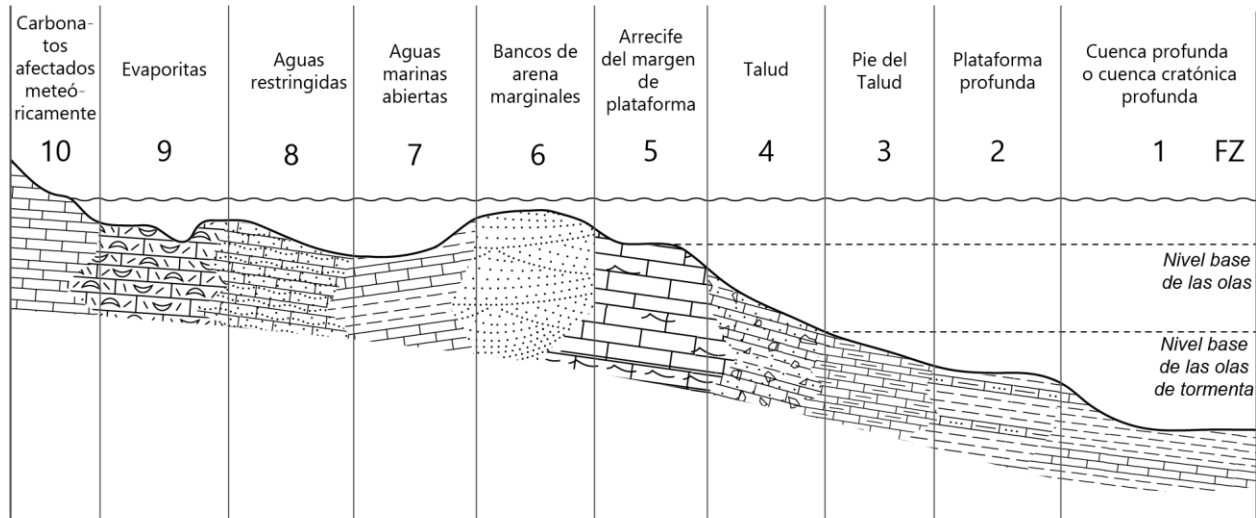


Figura 2.1. Modelo de facies de Wilson para una plataforma carbonatada bordeada (traducido de Flügel, 2010).

carbonatadas a partir de la idealización de una plataforma carbonatada bordeada con una pendiente ligera y un margen abrupto, identificando 10 zonas de facies distintas (FZ) (Figura 2.1). Flügel (2010), por su parte, propone un modelo de microfacies estándar tipo (*standard microfacies type* o SMT) que funge como un criterio adicional mediante el cual es posible determinar los ambientes sedimentarios que formaron parte de los cinturones de facies del pasado.

Para poder llegar a lo anterior, en este trabajo se realizó una descripción detallada de los componentes de cada roca y su abundancia dentro de la misma. Dentro de estos componentes se encuentran el tipo de matriz y el cementante, los granos aloquímicos como ooides o peloides, y los granos de origen biológico, como valvas de braquiópodos o testas calcáreas de foraminíferos, por ejemplo. A partir de esto, se continuó hacia una clasificación de los carbonatos dentro del esquema propuesto por Dunham (1962), que más tarde fue modificado por Embry y Klovan (1971) proporcionando una visión relacionada directamente con la génesis de los carbonatos, más que una descripción meramente composicional.

La determinación de los paleoambientes se realizó siguiendo dos pasos. En el primero se agruparon las muestras que, dadas las descripciones realizadas en primera instancia, podrían correlacionarse entre sí, es decir que compartían características importantes como la abundancia de cierto contenido fósil o de granos aloquímicos. A cada una de esas agrupaciones se les denominó asociaciones de facies o microfacies, las cuales fueron contrastadas con las 26 microfacies estándar tipo (SMT) propuestas por Flügel (2010), mismas que se correlacionan con el modelo de plataforma bordeada de Wilson (1975), para concluir con la asignación de estas asociaciones a una zona de facies determinada (FZ).

A excepción de la Sección Sierra Las Pintas en donde los escasos niveles carbonatados presentaron un fuerte metamorfismo que enmascaró sus características petrográficas, todas las secuencias estudiadas en este trabajo fueron analizadas desde el punto de vista paleoambiental, determinándose la presencia de una plataforma carbonatada bordeada para cada caso en sus distintas zonas de facies.

CAPÍTULO 3

ÁREAS DE ESTUDIO

Dentro de los objetivos de esta investigación se planteó el análisis bioestratigráfico basado en conodontos de las sucesiones pérmicas de Sonora y Baja California, para lo cual se propuso como tema de estudio los conjuntos litológicos expuestos en el área del Arroyo Zamora y de la Sierra Las Pintas en Baja California, y del Cerro El Capitán, del Cerro Los Monos (área El Antimonio), de la Sierra Martínez y del Cerro Las Rastras en Sonora (Figura 1.3). Después del trabajo de laboratorio se encontró que las dos sucesiones de Baja California y la del Cerro El Capitán no presentan conodontos, e incluso, para las correspondientes con el área del Arroyo Zamora y del Cerro El Capitán, no se reconoció ningún contenido fósil. La información obtenida de los restos de otros fósiles, como los crinoideos, en una de las unidades del área de la Sierra Las Pintas permitió el desarrollo de un estudio bioestratigráfico y petrográfico, a partir del cual se estableció la edad relativa para los niveles fosilíferos y su correlación con las unidades de Sonora central.

Por otro lado, las secciones estudiadas en el Cerro Los Monos, la Sierra Martínez y el Cerro Las Rastras, arrojaron resultados suficientes y satisfactorios como para caracterizar detalladamente su bioestratigrafía basada en conodontos, así como los ambientes de depósito donde se formaron.

3.1. CERRO LOS MONOS

El área de estudio que comprende los afloramientos del Cerro Los Monos se localiza a 50 km al poniente de la ciudad de Caborca, en las estribaciones septentrionales de la Sierra del Álamo. Se ubica entre las coordenadas UTM 347,000 y 350,000 mE, y 3,403,000 y 3,405,000 mN de la zona 12N, ocupando una superficie de aproximadamente 6 km² (Figura 3.1).

La sección estudiada en esta zona, si bien no representa íntegramente a la Formación Monos, sí abarca los estratos con una mayor abundancia de biota fósil, la cual ha sido ampliamente estudiada por diversos autores (*e.g.* Cooper *et al.*, 1953; González-León, 1980; Lucas *et al.*, 1997; Buitrón-

Sánchez *et al.*, 2007). En los siguientes apartados se incluye una descripción general de la sucesión correspondiente con la Formación Monos haciendo especial hincapié en los niveles superiores de la sucesión, además de una explicación sobre la sección geológica realizada.

3.1.1. SUCESIONES ESTRATIGRÁFICAS ESTUDIADAS

3.1.1.1. FORMACIÓN MONOS

La Formación Monos está representada por una sucesión marina del Pérmico medio-superior (Guadalupiano) expuesta al norte de la Sierra del Álamo en Caborca, noroeste de México (Figura 3.1). Esta formación se compone por una sucesión de rocas siliciclásticas y carbonatadas de 600 m de espesor. Los primeros 300 m de la columna están constituidos por lodolitas, areniscas de grano muy fino e intercalaciones de calizas delgadas. El resto de la sucesión se encuentra integrado por calizas en estratos delgados a gruesos, que en los niveles superiores presentan nódulos de pedernal. Asimismo, es en estos niveles más carbonatados donde se concentra el mayor contenido fosilífero, reportándose macrofauna de braquiópodos, pelecípodos, corales, fusulínidos, briozoarios, ammonites, gasterópodos y equinodermos (*e.g.* Cooper *et al.*, 1953; González-León, 1980; Lucas *et al.*, 1997; Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007). Por sus características sedimentológicas y fosilíferas, el ambiente de depósito ha sido interpretado como parte de una plataforma carbonatada dentro de una cuenca de ante-arco asociada al Arco Cordillerano Pérmico (González-León, 1980; Arvizu *et al.*, 2009; Arvizu e Iriondo, 2015; Dobbs, 2017).

El registro paleontológico de la Formación Monos está ampliamente representado por una fauna diversa de invertebrados marinos (Cooper *et al.*, 1953; González-León, 1980; Lucas *et al.*, 1997; Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007) que han sido utilizados en trabajos previos para datar esta formación como Pérmico medio-tardío (Wordiano) y para establecer sus presuntas afinidades biogeográficas, particularmente mediante ammonoideos y fusulínidos.

Cooper (en Cooper *et al.*, 1953) realizó un registro minucioso del contenido fosilífero de estas rocas. En su reporte incluyó ejemplares mal preservados de esponjas, pelecípodos y braquiópodos donde se destaca la presencia de *Cancrinella phosphatica* GIRTY, 1910, *Bathymyonia nevadensis* (MEEK, 1877) (*Waagenoconcha montpelieriensis* (GIRTY 1910) en Cooper *et al.*, 1953), *Rhynchopora taylori* GIRTY, 1910 y *Reticularia* (*Spirifellina* en Cooper *et al.*, 1953) *laxa* (GIRTY, 1908), los cuales han sido reportados entre las faunas pérmicas de la Cuenca Phosphoria (noroeste de Laurencia) y de la Cuenca Delaware (sur de Laurencia), además de las ocurrencias de *Rhynchopora taylori* y *Reticularia laxa* en los afloramientos pérmicos del Valle de las Delicias en Coahuila, México (Girty, 1910; King, 1930), lo cual indica una distribución geográfica relativamente amplia para este grupo.

Dunbar (en Cooper *et al.*, 1953) definió la nueva especie de fusulínido *Parafusulina antimoniensis* DUNBAR (EN COOPER ET AL., 1953) encontrada en la parte media de la sucesión, a la que asignó una edad guadalupiana (Wordiano, Pérmico medio-superior) con base en la comparación de sus características morfológicas con las de aquellas especies descritas para el Pérmico de Norteamérica. Posteriormente, *Parafusulina antimoniensis* ha sido reportada en diversas localidades de Sonora, California, Nuevo México, Texas y Canadá (Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007).

Miller (1945; en Cooper *et al.*, 1953) reportó la presencia de dos especímenes de goniatite del género *Waagenoceras* GEMMELLARO, 1887 en los niveles superiores de la sucesión, los cuales fueron asignados a la especie *Waagenoceras dieneri* BÖSE, 1919 con reservas debido al mal estado de preservación. Esta especie de goniatite ha sido reportada también en el suroeste de Texas en la cuenca Delaware y en el Valle de las Delicias, en Coahuila (King, 1930; Wardlaw *et al.*, 1979).

Buitrón-Sánchez *et al.* (2007), más recientemente, reportaron la presencia de *Pentaridica* (col.) *rothi* MOORE Y JEFFORDS, 1968, *Cyclocandex* cf. *C.* (col.) *jucundus* MOORE Y JEFFORDS, 1968, *Cyclocandex* cf. *C.* (col.) *costatus* MOORE Y JEFFORDS, 1968, *Preptopremnum* (col.) *rugosum* MOORE Y JEFFORDS, 1968 y *Heterosteichus texanus* MOORE Y JEFFORDS, 1968. Esta asociación presenta una fuerte similitud con los afloramientos de Texas y otras áreas de Sonora, como se ha observado en los otros grupos de organismos.

Las asociaciones de braquiópodos reportadas por Cooper (en Cooper *et al.*, 1953), además de *Waagenoceras dieneri*, y por asociación *Parafusulina antimoniensis*, fueron considerados en ese momento como indicativos de una edad del Wordiano. No obstante, dada la mala preservación de los ejemplares, las limitantes bioestratigráficas de una especie nueva y las conclusiones arrojadas por estudios recientes donde se cuestiona el valor estratigráfico del género de ammonites *Waagenoceras* y se redefine el rango bioestratigráfico de *Waagenoceras dieneri* (Henderson y Mei, 2003; Kozur y Wardlaw, 2010), la edad de la Formación Monos puede ser asociada al Guadalupiano (Pérmico medio-superior), aunque queda dudosamente restringida al Wordiano.

Por otra parte, las rocas de la Formación Monos han sido comúnmente consideradas como alóctonas e incluidas en el Bloque Caborca que, tal y como se explicó anteriormente, se ha interpretado como parte del Miogeoclinal Cordillerano de Norteamérica desplazado hacia el sureste, hasta su actual posición en el noroeste de México (Anderson y Silver, 1979).

Sin embargo, recientemente se ha descubierto que cierto contenido fósil, como *Parafusulina antimoniensis*, que en un principio pareció validar la existencia de este terreno tectonoestratigráfico y su posible afinidad con los depósitos de la cuenca Phosphoria, en el noroeste de los Estados Unidos (Cooper y Arellano, 1946; Ross y Ross, 1983; Stanley y González-León, 1995; González-León, 1989), presenta afinidades con las especies descritas en las cuencas pérmicas del suroeste de Texas y sureste de Nuevo México al igual que el goniatite *Waagenoceras dieneri* y algunas especies de crinoideos, distintivos de la fauna de Los Monos (Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007). Esta última observación abre la puerta al debate sobre el verdadero contexto paleogeográfico de estos depósitos puesto que, si se busca reconstruir el margen suroeste del Cratón de Norteamérica durante el Paleozoico tardío, es fundamental reevaluar estos datos y complementarlos con los reportados en estudios recientes, además de las evidencias estratigráficas y estructurales fuera de los modelos previamente adoptados.

3.1.3. SECCIÓN LOS MONOS

Dentro de esta zona se llevó a cabo el estudio de las sucesiones carbonatadas de la Formación Monos mediante una sección geológica nombrada como Sección Los Monos (SLM), la cual representa los últimos 400 m de dicha formación, que son los que concentran los niveles carbonatados con mayor contenido fósil. Hacia la parte inferior de esta sucesión, misma que no se incluye en el presente trabajo, predominan las facies siliciclásticas, muestreadas en un estudio

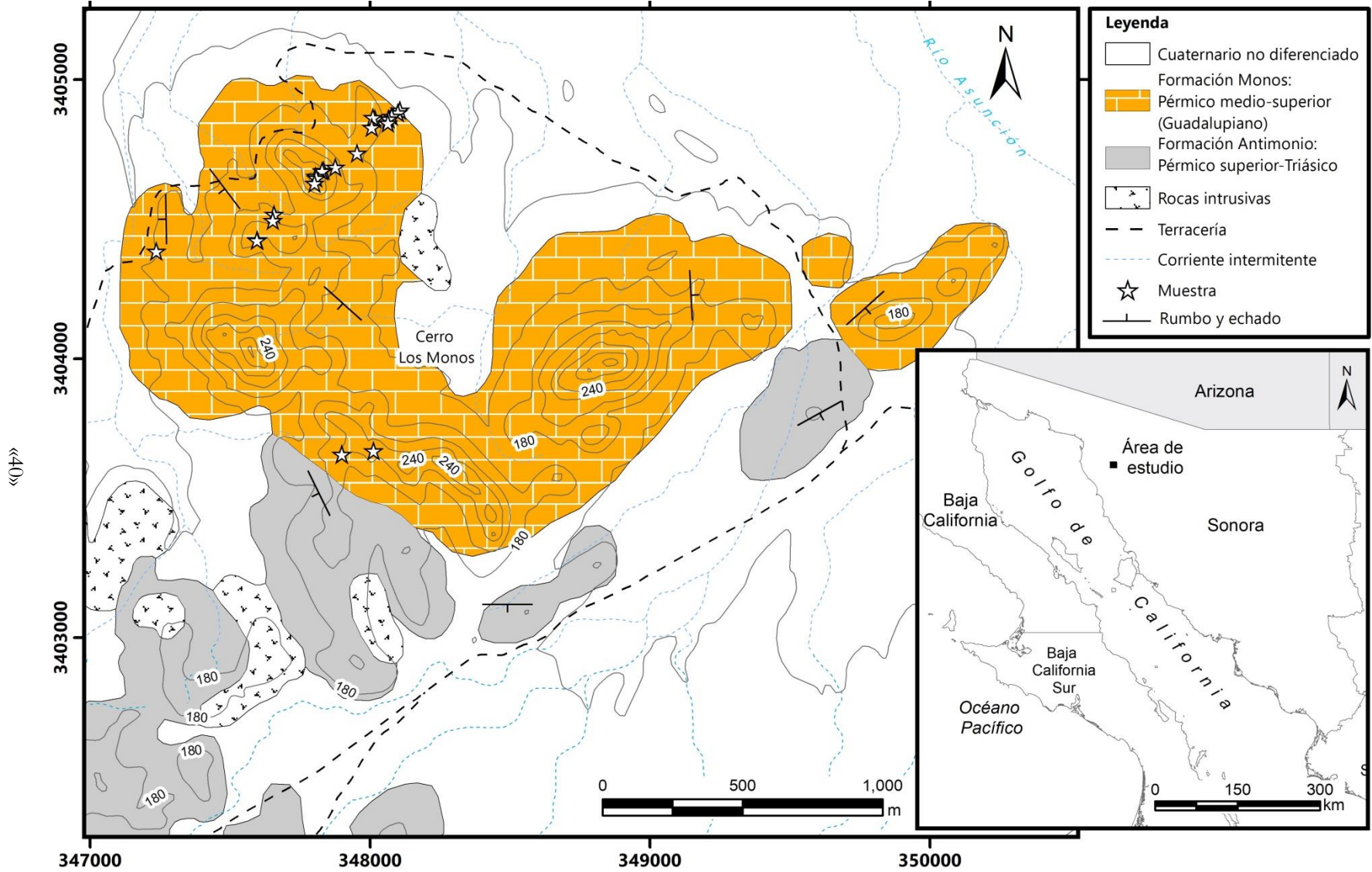


Figura 3.1. Mapa geológico y de localización de los afloramientos de la Formación Monos del noroeste de Sonora (tomado de Lucas y Estep, 1999).

simultáneo a este con el objetivo de caracterizar su petrografía y de analizar los circones detríticos de la sucesión, cuyos resultados se integraron en una tesis de maestría de la *Northern Arizona University* presentada en el año 2017 (Dobbs, 2017).

3.2. CERRO LAS RASTRAS Y SIERRA MARTÍNEZ

En Sonora central se delimitaron dos zonas de estudio separadas una de otra por aproximadamente 7 km. La primera de ellas se encuentra expuesta en el área del Cerro Las Rastras, localizado a 20 km al sureste del poblado de Mazatán. Se ubica entre las coordenadas UTM 600,000 y 604,000 mE, y 3,200,000 y 3,202,000 mN, ocupando un área de 8 km² dentro de los lindes del Rancho Las Rastras (Figura 3.2).

El área de estudio en la Sierra Martínez representa la segunda zona de Sonora central y se encuentra localizada en las estribaciones meridionales de dicha sierra. Se localiza a 26 km al sureste del poblado de Mazatán, dentro de los lindes del Rancho El Pescadero. Las coordenadas UTM que delimitan esta zona son 608,000 y 609,000 mE, y 3,202,000 y 3,203,000 mN en la zona 12N, ocupando un área de 1 km², aproximadamente (Figura 3.2).

En ambos sitios se estudiaron las series carbonatadas de plataforma correspondientes con la Caliza La Cueva y las rocas siliciclásticas y carbonatadas de la Formación Mina México, asignadas a una edad correspondiente con el Pérmico inferior-medio (Cisuraliano tardío). En el área del Cerro Las Rastras se midió una sección geológica compuesta (Sección Las Rastras) y en el área de la Sierra Martínez se siguió un muestreo de acuerdo al trazo de dos secciones distintas (Sección Sierra Martínez 1 y 2).

En los siguientes apartados se incluye la información correspondiente con la bioestratigrafía de ambas formaciones y se detallan las particularidades correspondientes a cada una de las secciones de trabajo diseñadas para estas zonas.

3.2.1. SUCESIONES ESTRATIGRÁFICAS ESTUDIADAS

3.2.1.1. CALIZA LA CUEVA

La Caliza La Cueva representa la unidad más joven de la sucesión carbonatada de plataforma del suroeste de Laurencia y engloba todos los afloramientos depositados durante el Pérmico temprano en la parte centro-este del estado de Sonora (Stevens *et al.*, 2014). Fue denominada por Hewett (1978) y Schmidt (1978) como «miembro La Cueva» de la «formación El Tigre» en la zona del Cerro Santo Domingo, al este de Sonora. Sin embargo, la «formación El Tigre» incluía rocas con edades que van del Ordovícico al Pérmico por lo que Poole *et al.* (2005) propusieron establecer el Grupo Cerro Santo Domingo para reunir a dichas unidades, abandonando el nombre «formación El Tigre» y utilizando el de «Caliza La Cueva» para referirse solamente a las rocas de plataforma del Pérmico inferior.

Sus exposiciones se distribuyen aisladamente en una franja orientada este-oeste en el estado de Sonora, en las localidades del Cerro Santo Domingo, la Sierra Martínez, el Cerro Las Rastras, la

Sierra Santa Teresa, el Cerro El Diente, el Cerro Picacho Colorado, el Cerro La Zacatera, en el Cañón del Río Bacanora y en el área del Torreoncito (Stevens *et al.*, 2014).

De manera general, la Caliza La Cueva (sin definición formal), consiste en una sucesión marina somera de calizas limosas (*mudstones* a *packstones*) con equinodermos, braquiópodos, fusulínidos, gasterópodos, briozoos y ostrácodos (Hewett, 1978; Schmidt, 1978; Stevens *et al.*, 2014). Localmente, presenta ciclos compuestos por unidades depositadas en ambientes de submarea, intermarea y supramarea (Stevens *et al.*, 2014). En los afloramientos expuestos en el área del Cerro Santo Domingo, descritos por Schmidt (1978), esta sucesión está constituida por intercalaciones de *mudstones* y *wackestones* con areniscas de cuarzo, con un espesor aproximado de 425 m en las exposiciones a lo largo del Arroyo Jiropa, en el flanco oeste de la Sierra El Encinal. Su base en esa zona está indeterminada.

La edad de los estratos que constituyen la Caliza La Cueva ha sido asociada al Pérmico temprano (Sakmario-*Artinskiano* o *Wolfcampiano*-*Leonardiano* según la Nomenclatura de Norteamérica). De acuerdo con Stevens *et al.* (2014), la presencia de fusulínidos de los géneros *Parafusulina* DUNBAR Y SKINNER, 1931, *Eoparafusulina* COOGAN, 1960, *Skinnerella* COOGAN, 1960, *Pseudobusenella* BENSCH, 1987, «*Schwagerina*» MÖLLER, 1877, *Praeskinnerella* BENSCH, 1991 y *Chalartoschwagerina* SKINNER Y WILDE, 1965 en las muestras aisladas que se recolectaron para su trabajo, permite determinar una edad para esta formación que va del Sakmario inferior al *Artinskiano* superior (*Cisuraliano*, Pérmico inferior), y particularmente para las sucesiones del Cerro Las Rastras y de la Sierra Martínez, del Sakmario tardío-*Artinskiano* y del Sakmario ¿temprano?, respectivamente. Estas edades coinciden con los rangos propuestos en los trabajos de Hewett (1978) y Schmidt (1978), sin embargo dichos trabajos carecen de un estudio bioestratigráfico detallado que permita caracterizar las edades de la Caliza La Cueva, o en su defecto, utilizar dichas edades basadas en fusulínidos como marcadores bioestratigráficos puntuales. Para estos dos últimos casos, la única pista disponible es una columna estratigráfica de aproximadamente 230 m donde los niveles fosilíferos son marcados dentro de su mitad superior. Pérez-Ramos (1992) reporta una edad similar en la “Sección Arivechi” (próxima al área del Cerro Santo Domingo) con base en la presencia de *Schwagerina crassitectoria* DUNBAR Y SKINNER, 1937, *Parafusulina* cf. *P. brooksensis* ROSS, 1960, *Monodiexodina linearis* DUNBAR Y SKINNER, 1937 y *Parafusulina (Skinnerella) brevis* SKINNER, 1971. Peiffer-Rangin (1988) reporta una edad del *Asseliano*-*Sakmario* con base en distintos géneros de fusulínidos observados en el extremo sur del Cerro Las Rastras.

Originalmente, las sucesiones de la Caliza La Cueva estudiadas por Hewett (1978) y Schmidt (1978) fueron correlacionadas con las unidades superiores descritas por Imlay (1939) en el área de El Tigre, en las estribaciones septentrionales de la Sierra Pilares de Teras, al noreste de Sonora. Estas sucesiones fueron descritas como una serie de calizas paleozoicas de 300 m de espesor, aproximadamente, cuyos últimos 60 m presentan numerosos fusulínidos entre los cuales se destaca la presencia de *Parafusulina imlayi* DUNBAR, 1939, control de correlación utilizado por Hewett (1978) y Schmidt (1978) que indica una edad *cisuraliana* superior (*Leonardiano* según la nomenclatura de Norteamérica) (Imlay, 1939). Sin embargo, la presencia de *Parafusulina imlayi* dentro de las sucesiones carbonatadas de la Caliza La Cueva no está bien documentada por lo que es necesario reevaluar su

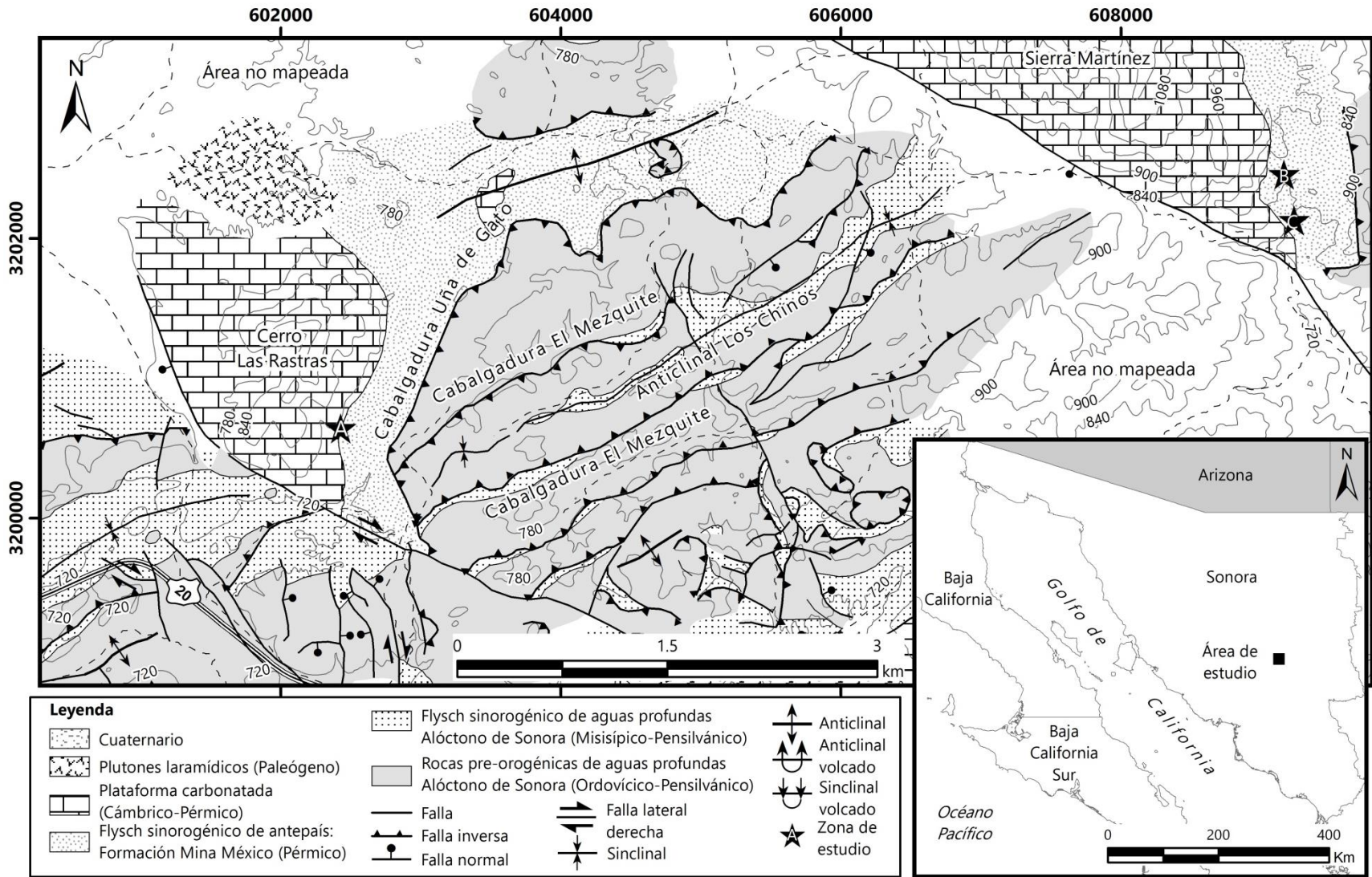


Figura 3.2. Mapa geológico y de localización de los afloramientos de las rocas de plataforma no diferenciadas (Caliza La Cueva y rocas de plataforma más antiguas) y de la Formación Mina México del centro de Sonora (tomado de Poole *et al.*, 2005). Estrella A: SLR, estrella B: SSM-1 y estrella C: SSM-2.

relevancia como control bioestratigráfico entre las localidades de Sonora central y del área de El Tigre, además de utilizar otros indicadores bioestratigráficos que permitan dilucidar esta interrogante.

3.2.1.2. FORMACIÓN MINA MÉXICO

La Formación Mina México se encuentra en contacto transicional con los depósitos de plataforma de la Caliza La Cueva del Pérmico inferior y se ha estimado un espesor para ella de aproximadamente 2000 m (Hewett, 1978; Schmidt, 1978; Stevens *et al.*, 2014). Sus exposiciones se distribuyen en el flanco sur de la Sierra La Flojera, en el Cerro Prieto (Sierra Santa Teresa), en el área del Rancho La Vuelta Colorada, en el Arroyo Los Chinos, al este del Cerro Las Rastras, en el Cerro Real Viejo (Sierra El Aliso), en el Cañón del Arroyo El Dipo y en el Cerro Santo Domingo, localidades cercanas a aquellas de la Caliza La Cueva (Stevens *et al.*, 2014).

La Formación Mina México representa el relleno sedimentario de las cuencas de antepaís originadas a partir de la flexura de la plataforma carbonatada de Laurencia por efectos de la colisión entre Laurencia y Gondwana durante la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora que tuvo como resultado el emplazamiento del Alóctono de Sonora sobre la plataforma carbonatada de Laurencia en un evento que duró de 30 a 40 Ma, durante el Pérmico temprano a medio (Poole *et al.*, 2005; Stevens *et al.*, 2014). Este relleno sedimentario se compone de limolitas turbidíticas, areniscas de grano fino y calciturbiditas ocasionales con abundantes restos de fusulínidos, equinodermos y otros megafósiles transportados desde la plataforma (Stevens *et al.*, 2014). Asimismo, los depósitos turbidíticos contienen abundantes icnofósiles de las icnofacies de *Nereites* (e.g. *Cosmorhaphie* FUCHS, 1895, *Scalartituba* WELLER, 1899 y *Lophoctenium* RICHTER, 1850) y *Zoophycos* (Stevens *et al.*, 2014).

Asignar una edad a esta sucesión resulta complejo debido a la naturaleza de sus depósitos. En un principio, las unidades correspondientes con la Formación Mina México descritas en los trabajos de Hewett (1978) y Schmidt (1978) fueron asociadas a una edad correspondiente con el Pérmico-¿Triásico? con base en sus relaciones estratigráficas puesto que no se encontró ningún contenido fósil. Más recientemente, Stevens *et al.* (2014) asignaron una edad al depósito bajo la consideración de que la mayoría del contenido fósil de las rocas carbonatadas de la Formación Mina México, si bien podría reflejar la sedimentación contemporánea en la plataforma, presentaba distintos rangos estratigráficos dependiendo de su fuente. Por lo cual, a partir de los fusulínidos retrabajados de los géneros *Parafusulina*, *Skinnerella*, «*Schwagerina*» y *Praeskinnerella* dentro de esta sucesión, determinaron que la edad más antigua del depósito corresponde con el Pérmico inferior (Artinskiano medio-superior o Leonardiano inferior a medio según la nomenclatura de Norteamérica) dejando sin un límite superior en la edad pero acotando los rangos estratigráficos propuestos por Hewett (1978) y Schmidt (1978).

3.2.2. SECCIONES DE ESTUDIO

3.2.2.1. SECCIÓN LAS RASTRAS

La Sección Las Rastras fue diseñada con el objetivo de estudiar las rocas pérmicas expuestas en el área del Cerro Las Rastras (Figura 3.2 estrella negra A). De acuerdo con estudios previos en la

zona, los estratos correspondientes con la Caliza La Cueva y la Formación Mina México representan una edad del Pérmico inferior (Stevens *et al.*, 2014). El contacto transicional entre ambas formaciones puede ser bien identificado en los afloramientos. No obstante, el límite inferior de la Caliza La Cueva y el superior de la Formación Mina México no son muy claros. El primero debido a que la bioestratigrafía de la zona no está bien caracterizada, suponiéndose la existencia de rocas carboníferas y posiblemente más antiguas, y el segundo debido a que se encuentra enmascarado por la cabalgadura Uña de Gato de las rocas correspondientes con el Alóctono de Sonora (Poole *et al.*, 2005).

Esta situación obligó a la preparación de un muestreo previo en el área con el objetivo de obtener los conodontos para un primer análisis sobre las edades de los depósitos. A partir de estos resultados, los cuales están expresados en el Capítulo 4 apartado 4.1.2, se planificó el trabajo de campo basado en la sección geológica aquí desarrollada (SLR). La base de la sucesión estudiada se marcó de manera aleatoria dentro de los posibles estratos de la Caliza La Cueva a 75 m por debajo del contacto con la Formación Mina México esperando que los análisis micropaleontológicos posteriores permitieran asignar una edad relativa a la sucesión. En relación a la Formación Mina México, el límite superior se extendió hasta el contacto con las rocas pertenecientes al Alóctono de Sonora, a 145 m sobre el contacto entre ambas formaciones. Este último criterio para la definición del espesor de la columna estudiada se debió a que los niveles carbonatados dentro de la Formación Mina México fueron escasos, por lo que el muestreo para conodontos evolucionó con mayor facilidad.

3.2.1.2. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 1

La Sección Sierra Martínez 1 (SSM-1) fue desarrollada en el área de la Sierra Martínez, y consistió en un trabajo de reconocimiento de las rocas expuestas en esta zona (Figura 3.2 estrella negra B). Las sucesiones del Pérmico de esta área son correlacionables con las litologías de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México. Sin embargo, sus exposiciones son de difícil acceso por lo que esta sección consistió únicamente en un muestreo de control de los niveles de interés, estableciéndose cuidadosamente las relaciones estratigráficas entre cada uno de ellos, con la finalidad de obtener indicadores bioestratigráficos reconocibles y utilizables en futuras expediciones en el área.

Al igual que en la SLR, en esta zona se observó y documentó el contacto entre ambas sucesiones pérmicas, estableciéndose la base de la columna estratigráfica representativa a 10 m por debajo de ese contacto, mientras que el límite superior se extendió 270 m sobre dicho marcador, último punto donde se tomó una muestra para conodontos. En total, la SSM-1 representó una columna de rocas carbonatadas y siliciclásticas de 280 m de espesor que mayoritariamente se compone por los estratos de la Formación Mina México.

3.2.2.3. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 2

La Sección Sierra Martínez 2 (SSM-2) desarrollada también en el área de la Sierra Martínez fue diseñada con el objetivo de estudiar las series carbonatadas de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México (Figura 3.2 estrella negra C). Del mismo modo que en la SSM-1, en este

caso se realizó un muestreo de control siguiendo la disposición estratigráfica en la zona, buscando el establecimiento de marcadores bioestratigráficos que sirvan de apoyo a futuros trabajos en el área.

La SSM-2 está representada por una columna de 110 m de espesor en donde el contacto entre ambas formaciones está determinado a los 25 m, aproximadamente. Es importante destacar que se omitió parte de la sucesión por lo que existe un vacío informativo entre las dos primeras muestras de la columna.

3.3. SIERRA LAS PINTAS

El área de estudio localizada en el noreste del estado de Baja California comprende los afloramientos distribuidos en las estribaciones septentrionales y meridionales de la Sierra Las Pintas. Esta zona de estudio se ubica a 100 km al norte del poblado de San Felipe y a 90 km al sur de la ciudad de Mexicali, entre las coordenadas UTM 682,000 y 665,000 mE, y 3,523,000 y 3,500,000 mN dentro de la zona 11N (Figura 3.3.A).

De acuerdo con la carta geológico-minera San Felipe H11-3 a escala 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM), la geología de esta zona está representada por rocas de origen volcánico como tobas, riolitas, dacitas y basaltos asociados a un vulcanismo del Paleógeno y por rocas metasedimentarias del Paleozoico superior (Corral-Gastélum *et al.*, 1999), que precisamente fueron el objeto de estudio en esta área.

Los estudios realizados en torno a los afloramientos paleozoicos de la Sierra Las Pintas son escasos, existiendo solamente dos trabajos no publicados de reconocimiento geológico (Henry, 1966; La Borde, 1967) y tres tesis de maestría por la Universidad de San Diego (McEldowney, 1970; James, 1973; Leier-Engelhardt, 1986; 1993). Estas sucesiones se distribuyen en dos localidades distintas. La primera se ubica en la Cresta Sinclinal y Cresta Norte en la ladera norte de esta sierra y la otra en el extremo sur-suroeste de la sierra, a lo largo de la Cañada Jueves Santo y zonas aledañas.

En los siguientes apartados se incluye una descripción sobre las unidades expuestas en ambos sitios de estudio. Dichas descripciones hacen referencia al estudio realizado por Leier-Engelhardt (1986; 1993) quien propuso el establecimiento de las unidades litológicas de carácter formacional que incluyó en el Grupo Sierra Las Pintas y en el Grupo Arroyo Grande. De igual manera, se incluye un apartado con la descripción del trabajo realizado en esta zona.

3.3.1. SUCESIONES ESTRATIGRÁFICAS ESTUDIADAS

3.3.1.1. GRUPO SIERRA LAS PINTAS

El Grupo Sierra Las Pintas es el nombre propuesto por Leier-Engelhardt (1986; 1993) para referirse al conjunto litológico expuesto en el área de la Cresta Sinclinal y Cresta Norte, en las estribaciones septentrionales de la Sierra Las Pintas (Figura 3.3.B).

De acuerdo con sus observaciones, este grupo se divide en seis unidades de rocas metasedimentarias y volcánicas (SP1 a SP6) expuestas en una serie de elevaciones orientadas este-oeste y mostrando una variación en el grado metamórfico de bajo a medio, desde la Cresta Sinclinal hacia la Cresta Norte (Leier-Engelhardt, 1986; 1993).

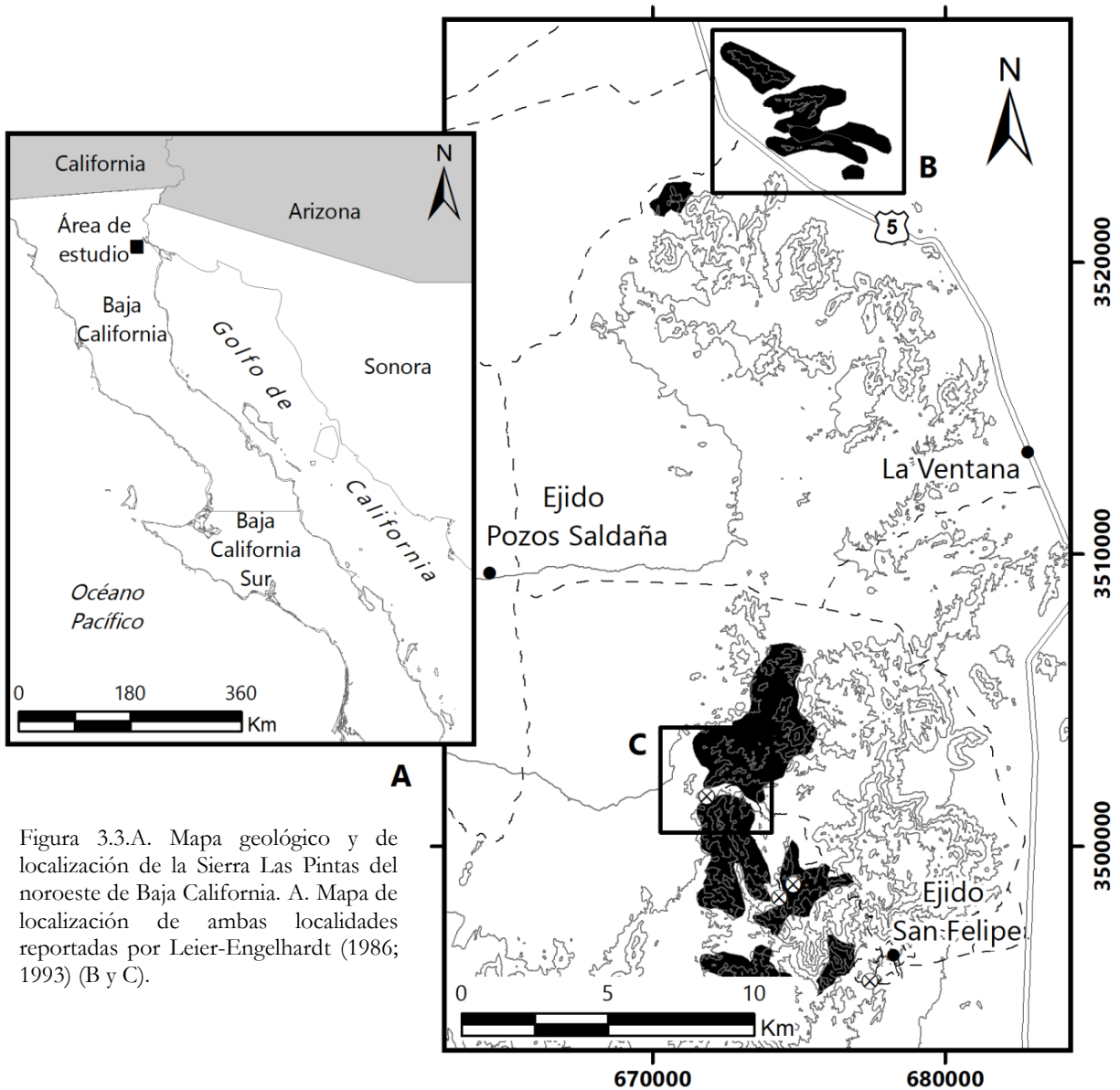


Figura 3.3.A. Mapa geológico y de localización de la Sierra Las Pintas del noroeste de Baja California. A. Mapa de localización de ambas localidades reportadas por Leier-Engelhardt (1986; 1993) (B y C).

La unidad basal (SP1) está representada por una sucesión de 55 m de espesor constituida principalmente por limolitas laminadas, además de areniscas calcáreo-limosas de grano medio. Las texturas originales de estas litologías no se conservan debido al metamorfismo, cizallamiento y recristalización. Sus exposiciones están restringidas al extremo sur de la Cresta Sinclinal, donde aparenta estar en contacto transicional con la unidad superior. Su base no está expuesta (Leier-Engelhardt, 1986; 1993).

La siguiente unidad, SP2, está dada por las exposiciones en la Cresta Sinclinal y la parte media de la Cresta Norte. Su litología está caracterizada por la presencia de lodolitas, limolitas subarcóicas intercaladas con areniscas calcáreo-limosas de grano fino, además del contenido escaso de grainstones arenosos con crinoides, conglomerados y areniscas de grano grueso. La columna

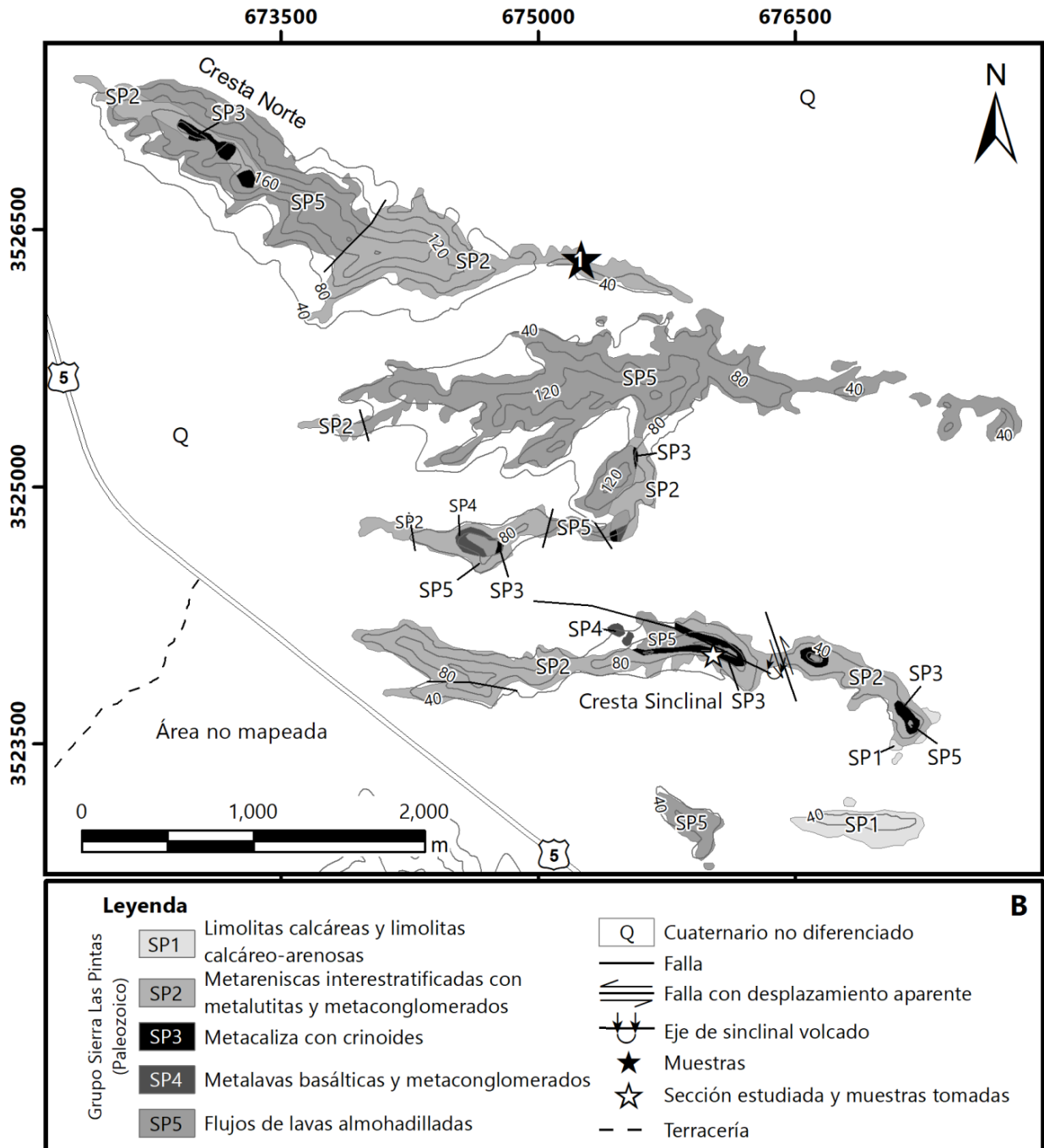


Figura 3.3.B. Mapa geológico del Grupo Sierra Las Pintas del Paleozoico superior (tomado de Leier-Engelhardt, 1993).

representativa de esta unidad presenta un espesor de entre 122 a 167 m y se correlaciona con algunos afloramientos aislados ubicados al oeste de esta zona de estudio (Leier-Engelhardt, 1986; 1993).

La unidad SP3 representa un importante marcador estratigráfico ya que es el único nivel fosilífero reconocido en el área. Sus exposiciones se restringen solamente a la Cresta Sinclinal y se compone de packstones arenosos y grainstones con gran abundancia de crinoides resedimentados

por flujos de detritos. Este nivel presenta un espesor de escasos 9 m y aparenta haber sido removido o adelgazado a causa del fallamiento presente en la zona (Leier-Engelhardt, 1993). Leier-Engelhardt (1993) le asignó una edad del Paleozoico superior con base en la presencia de corales ubicados en la parte superior de este nivel; estos corales no estaban en posición de crecimiento. La edad propuesta por ella es concordante con la reportada por McEldowney (1970) (Carbonífero) con base en la presencia de braquiópodos dentro de su nivel fosilífero, el cual puede correlacionarse con esta unidad.

La unidad SP4 está constituida por un intervalo de 10 m de espesor expuesta en el centro de un sinclinal volcado en la Cresta Sinclinal. Litológicamente se compone por una serie con gradación inversa compuesta por areniscas de grano grueso y conglomerados soportados por clastos. Algunas capas individuales son masivas o con gradación normal (Leier-Engelhardt, 1993).

La unidad SP5, localizada en la porción central de la Cresta Sinclinal, está constituida por tres litologías distintivas. En orden decreciente, éstas litologías se componen por una serie de flujos de basaltos, brechas con *pillowlavas* y escasas hialotobas, dentro de una sucesión con un espesor máximo de 160 m. El contacto entre esta unidad y la unidad SP4 en la Cresta Sinclinal es irregular y está representado por una inconformidad. Otras observaciones referentes a esta unidad indican que en algunos lugares (al norte de la Cresta Sinclinal), las unidades SP5 y SP2 se encuentran yuxtapuestas debido al fallamiento, mientras que en otras áreas (al este de la Cresta Sinclinal) la primera aparenta descansar conformantemente sobre la segunda (Leier-Engelhardt, 1993).

La unidad SP6 está representada por una sucesión de 4 m de espesor constituida por pedernales intercalados con calizas arcillosas distribuida en afloramientos aislados en una zona ubicada al oeste de las localidades anteriores. En estas exposiciones, se encuentra en contacto por falla con las rocas de la unidad SP2 (Leier-Engelhardt, 1993).

A partir del estudio de las unidades anteriores, Leier-Engelhardt (1993) concluyó algunos aspectos relacionados con los ambientes tectónicos y sedimentarios en los que se depositaron las rocas descritas. Gracias a un estudio de procedencia de los granos constituyentes de las rocas de las unidades SP1 y SP4 observó que éstos se ajustaban a una procedencia asociada a un régimen tectónico de arco magmático/rift continental, y un margen continental de rift para las muestras de la unidad SP2, según los diagramas de procedencia utilizados. Asimismo, supuso un ambiente de depósito para las unidades SP1, SP2, SP3 y SP4 relacionado con el talud o la base del talud continental debido a la gradación y a la continuidad lateral de los estratos de las unidades. Los detritos escasos constituidos por crinoides observados en la unidad SP1 y los niveles ricos en estos invertebrados fósiles fueron considerados como el redepósito por corrientes de turbidez de posibles acumulaciones de sedimentos en los márgenes de la plataforma. La unidad SP4 fue asociada a depósitos de turbidez que incorporó detritos de la unidad SP5, esta última asociada a depósitos volcánicos submarinos por la presencia de lavas almohadilladas (Leier-Engelhardt, 1993).

Finalmente, se estableció una serie de correlaciones muy generalizadas con las unidades descritas por Griffith y Hobbs (1993) en el Cañón de Calamajué y por Campbell y Crocker (1993) en el Canal de las Ballenas, al sur del área de la Sierra Las Pintas. En Sonora, estas rocas fueron correlacionadas con los afloramientos presentes en la Isla Turner, Isla Tiburón y Punta Onah, estudiados por Gastil y Krummenacher (1977) en la costa del estado. De igual forma se estableció

una equivalencia con las rocas expuestas en Sonora central, en el área del Cerro Cobachi y la Mina de Barita, rocas incluidas dentro de las sucesiones del Alóctono de Sonora (Poole *et al.*, 2005).

3.3.1.2. GRUPO ARROYO GRANDE

El Grupo Arroyo Grande abarca los afloramientos del Paleozoico superior distribuidos en la porción sur de la Sierra Las Pintas (Figura 3.3.C). Se divide en cuatro unidades litológicas denominadas por Leier-Engelhardt (1993) como AG1, AG2, AG3 y AG4.

La unidad AG1 fue descrita como una sucesión rítmica de pedernal y argilitas cuya localidad de referencia se localiza en la boca de la Cañada Jueves Santo. Su base no está expuesta y se encuentra en contacto por falla con la unidad AG2. Presenta un espesor máximo de 240 m y constituye el único intervalo de este grupo con fósiles datados, al que se le asigna un rango de edad que va de la parte superior del Devónico Temprano al Misisípico Temprano en base a algunos especímenes de conodontos relativamente bien preservados del género *Polygnathus* HINDE, 1879 (Leier-Engelhardt, 1993).

La unidad AG2 está constituida por una sucesión de areniscas de grano fino con laminaciones finas a estratificación delgada, limolitas y lodolitas interestratificadas con areniscas masivas y con areniscas y conglomerados de gránulos; la mitad inferior de la unidad presenta series repetitivas de las series de Bouma T_{b-c}, indicando un origen turbidítico para ellas. Esta unidad presenta un espesor de 241 a 351 m y su área de referencia se localiza en la parte norte de la Cañada Jueves Santo. Su base no se encuentra expuesta y hacia la cima se presenta intercalada con las unidades AG3 y AG4. Los resultados de los análisis de procedencia en los granos de las areniscas de esta unidad indicaron un origen asociado a un margen de rift continental, resultados similares observados en la unidad SP2 (Leier-Engelhardt, 1993).

La unidad AG3 consiste en una sucesión de 80 m de espesor de mármoles y filitas interestratificados. Su contacto inferior con la unidad AG2 está pobremente expuesto, inferido como uno de tipo transicional debido a las variaciones litológicas dentro de esta unidad, las cuales se distinguen por ser más calcáreas hacia la cima. Sus exposiciones se encuentran al norte de la Mina Jueves Santo, dentro de la cañada del mismo nombre, y muestra una variación de su metamorfismo en dirección noreste, tomando como punto de referencia dicha mina. Dentro de este intervalo fueron obtenidos escasos fragmentos de conodontos asignados a una edad correspondiente con el Paleozoico medio (Leier-Engelhardt, 1993).

Por último, la unidad AG4 fue descrita como una sucesión de basaltos almohadillados y flujos basálticos masivos con un espesor máximo de 153 m. Esta unidad no se observa en contacto con la unidad AG3, y localmente la unidad AG4 se observa intercalada con los últimos 3 m de la unidad AG2 (Leier-Engelhardt, 1993).

Leier-Engelhardt (1993) interpretó los depósitos del Grupo Arroyo Grande como parte de un ambiente de depósito de talud o de la base del talud dentro de una cuenca oceánica, con la influencia de sedimentación de carbonatos originada de las construcciones carbonatadas ubicadas a lo largo de los márgenes de la plataforma, además de un aporte de sedimentos terrígenos finos y pedernal.

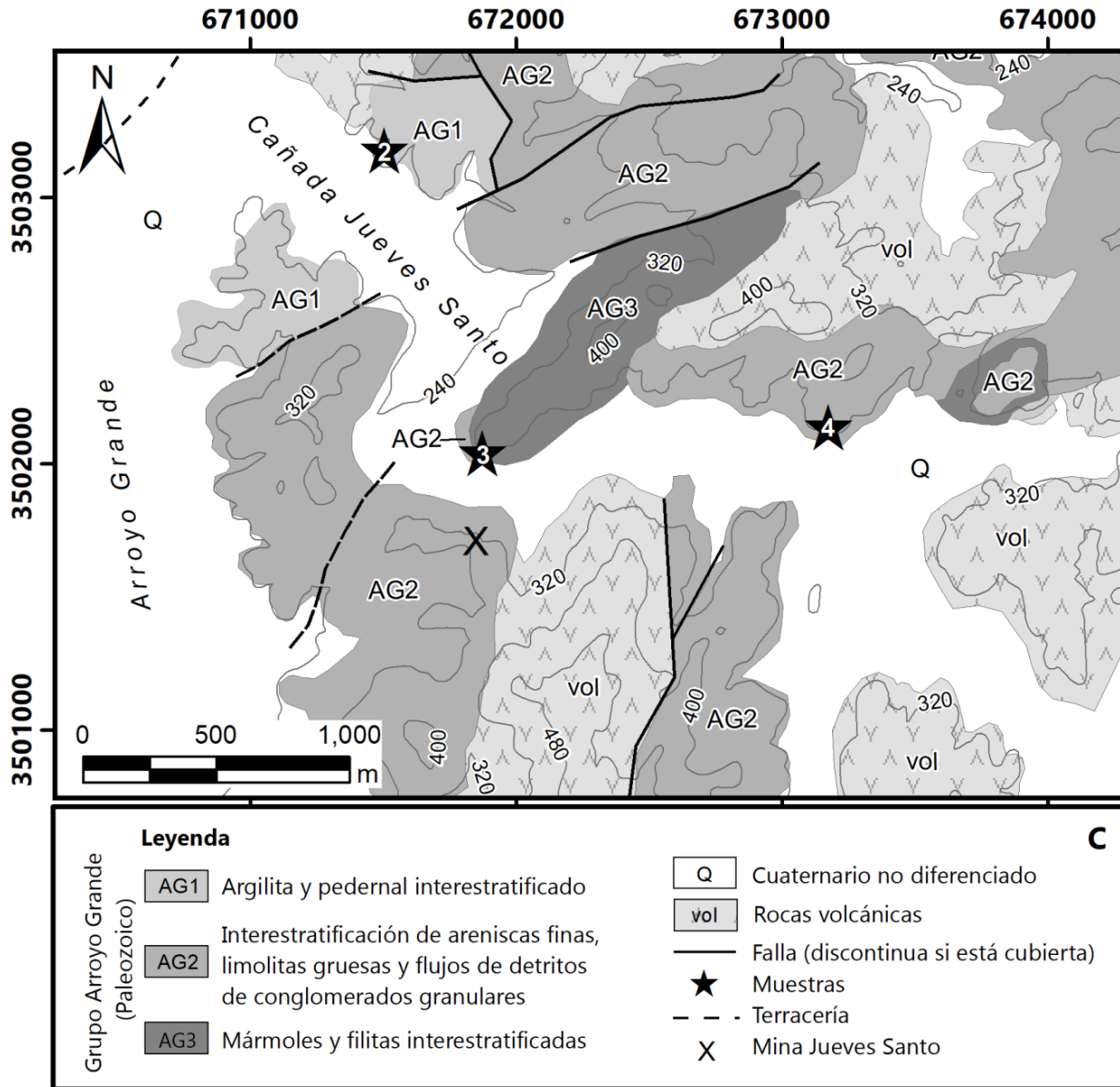


Figura 3.3.C. Mapa geológico del Grupo Arroyo Grande (tomado de Leier-Engelhardt, 1993).

Al igual que para el Grupo Sierra Las Pintas, estas sucesiones fueron correlacionadas con las litologías expuestas en el Cañón de Calamajué, en el Canal de las Ballenas, Baja California, y con los afloramientos presentes en la Isla Turner, Isla Tiburón y Punta Onah, en la costa de Sonora, y con las rocas expuestas en Sonora central, en el área del Cerro Cobachi y la Mina de Barita, unidades características del Alóctono de Sonora (Leier-Engelhardt, 1993).

3.3.2. SECCIÓN SIERRA LAS PINTAS

Para esta investigación se realizó una campaña de campo con el objetivo de estudiar las rocas del Paleozoico superior reportadas en la Sierra Las Pintas. De los trabajos realizados en el área, es el de Leier-Engelhardt (1993) donde se incluye una descripción detallada de las sucesiones expuestas y

se realiza un intento por definir un conjunto de unidades formacionales con el objetivo de establecer el esquema tectónico, los ambientes sedimentarios y sus correlaciones con otras unidades del norte de México y el oeste de E.U.A.

A partir de lo anterior, se realizó un muestreo de control de las rocas carbonatadas con el objetivo de estudiar los conodontos de los afloramientos paleozoicos expuestos en la Cresta Sinclinal y la Cresta Norte (Área Norte) (Figura 3.3.B), y en el área de la Cañada Jueves Santo (Área Sur) (Figura 3.3.C) respetado las unidades estratigráficas propuestas por Leier-Engelhardt (1993).

3.3.2.1. ÁREA NORTE (GRUPO SIERRA LAS PINTAS)

El Área Norte de la Sierra Las Pintas está representada por los afloramientos del Grupo Sierra Las Pintas, los cuales se distribuyen en dos entidades topográficas principales: la Cresta Sinclinal y la Cresta Norte.

Debido a la intensa deformación de las unidades sedimentarias y volcánicas expuestas en esta zona, la Cresta Sinclinal representa el único sitio con una sección geológica medida, ya que los efectos de la deformación no fueron tan severos y la relación estratigráfica entre las unidades SP2, SP3 y SP5 se encuentran visibles. Sobre esta sección se hizo un muestreo para análisis petrográficos de procedencia en las areniscas de la unidad SP2 y para análisis micro y macropaleontológicos en la unidad SP3. Los principales resultados obtenidos en esta zona derivan precisamente de estos niveles.

El resto de las sucesiones expuestas fueron muestreadas con los objetivos antes mencionados. En relación al muestreo de control para la obtención de conodontos, se seleccionaron los niveles carbonatados aislados distribuidos entre los estratos expuestos en la Cresta Norte.

3.3.2.2. ÁREA SUR (GRUPO ARROYO GRANDE)

En el Área Sur, compuesta por los afloramientos del Grupo Arroyo Grande expuestos a lo largo de la Cañada Jueves Santo y áreas contiguas, el diseño de una sección geológica similar a la realizada en la Cresta Sinclinal fue imposible.

En esta zona, se desarrolló un muestreo de control para la obtención de conodontos en los niveles carbonatados de la unidad AG3. Las unidades AG1 y AG2 fueron muestreadas con propósitos petrográficos.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

La información derivada a partir del estudio de las sucesiones marinas del Paleozoico superior de Sonora y Baja California ha sido interpretada desde dos puntos de vista específicos que básicamente se resumen en la bioestratigrafía y la caracterización petrográfica y ambiental de las unidades analizadas.

En el primer apartado se agrupan los resultados estratigráficos y micropaleontológicos derivados del estudio de las asociaciones de conodontos de las sucesiones de Sonora. En esta parte se incluye la información obtenida con el objetivo de establecer marcadores bioestratigráficos puntuales que permitan caracterizar la edad de las sucesiones y reconocer los patrones biológicos en la distribución de la biota fósil. En las unidades presentes en la Sierra Las Pintas, noreste de Baja California, no se encontraron restos micropaleontológicos, por lo que el estudio paleontológico estuvo enfocado en la descripción y clasificación de los especímenes de crinoideos encontrados, el cual estuvo desarrollado por el Dr. Miguel Ángel Torres Martínez del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

El segundo apartado incluye las observaciones derivadas de los estudios petrográficos de las rocas analizadas y su interpretación desde el análisis de microfacies para la caracterización de los ambientes sedimentarios presentes. Con respecto a las secuencias de la Sierra Las Pintas, se incluyen los análisis de procedencia en areniscas, desarrollados por el Dr. Michelangelo Martini del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. Los resultados obtenidos en estos afloramientos, tanto bioestratigráficos como sedimentológicos, se incluyen en el Anexo I, en el cual se presenta el artículo *Biostratigraphy and petrography of upper Paleozoic rocks of Sierra Las Pintas, northern Baja California* publicado en el *Journal of South American Earth Sciences* y realizado dentro del marco de esta investigación.

4.1. BIOESTRATIGRAFÍA

4.1.1. SECCIÓN LOS MONOS

La sucesión analizada en el área del Cerro Los Monos está determinada por el estudio de los dos tercios superiores de la Formación Monos (400 m de espesor) del Capitaniano (Guadalupiano tardío). Dentro de esta sucesión se realizó un muestreo con fines bioestratigráficos, recolectándose un total de 21 muestras (14P-52 a 14P-73; 14P-67 no se incluye) de las cuales 13 presentaron resultados positivos en el contenido de conodontos (Figura 4.4). La cantidad de muestra disuelta en los procesos de laboratorio y los especímenes obtenidos en cada caso se encuentran indicados en la tabla A2 en el Anexo II. Todas las descripciones sobre las especies reportadas a continuación están basadas en elementos Pa (Figuras 4.1, 4.2 y 4.3).

En los primeros 27.2 m de la columna estudiada, donde los niveles carbonatados son escasos, se tomaron las muestras 14P-52 y 14P-53. Estos niveles no presentaron ningún contenido de conodontos.

La muestra 14P-54, ubicada por encima del nivel anterior, se tomó de un estrato de 10.4 m de espesor y fue la primera en proporcionar resultados positivos, presentando un elemento Pa correspondiente con la especie *Hindeodus excavatus* (BEHNKEN, 1975). Esta especie ha sido incluida dentro del linaje de *H. minutus*-*H. excavatus*-*H. typicalis* y se distribuyó ampliamente desde el Cisuraliano tardío (Kunguriano tardío) y durante el Guadalupiano, hasta que dio lugar a *H. typicalis* (SWEET, 1970) en la parte superior del Capitaniano (Guadalupiano tardío) (Kozur y Mostler, 1995). *H. excavatus* se diferencia de su antecesor, *H. minutus* (ELLISON, 1941), debido a que posee una relación mayor entre la altura y el largo de su plataforma, además de que en *H. minutus* suelen aparecer uno o dos dentículos discretos en la parte anterior a la cúspide. *H. typicalis*, su predecesor, presenta una forma similar a la de *H. minutus*; sin embargo, la diferencia entre ambas especies se observa en las características del elemento Sb de sus respectivos aparatos conodontales (Kozur, 1995a). Por su parte, *H. permicus* (IGO, 1981), incluido en las asociaciones de la parte superior de la Formación Monos, presenta un perfil rectangular con una disminución abrupta en la parte posterior de la plataforma, a diferencia de *H. excavatus* que presenta una disminución gradual y un perfil triangular (Igo, 1981; Gullo y Kozur, 1992; Kozur y Mostler, 1995; Wardlaw, 2000). En este trabajo, *Hindeodus wordensis* WARDLAW, 2000 es considerado sinónimo de *H. excavatus* (ver Shen *et al.*, 2012).

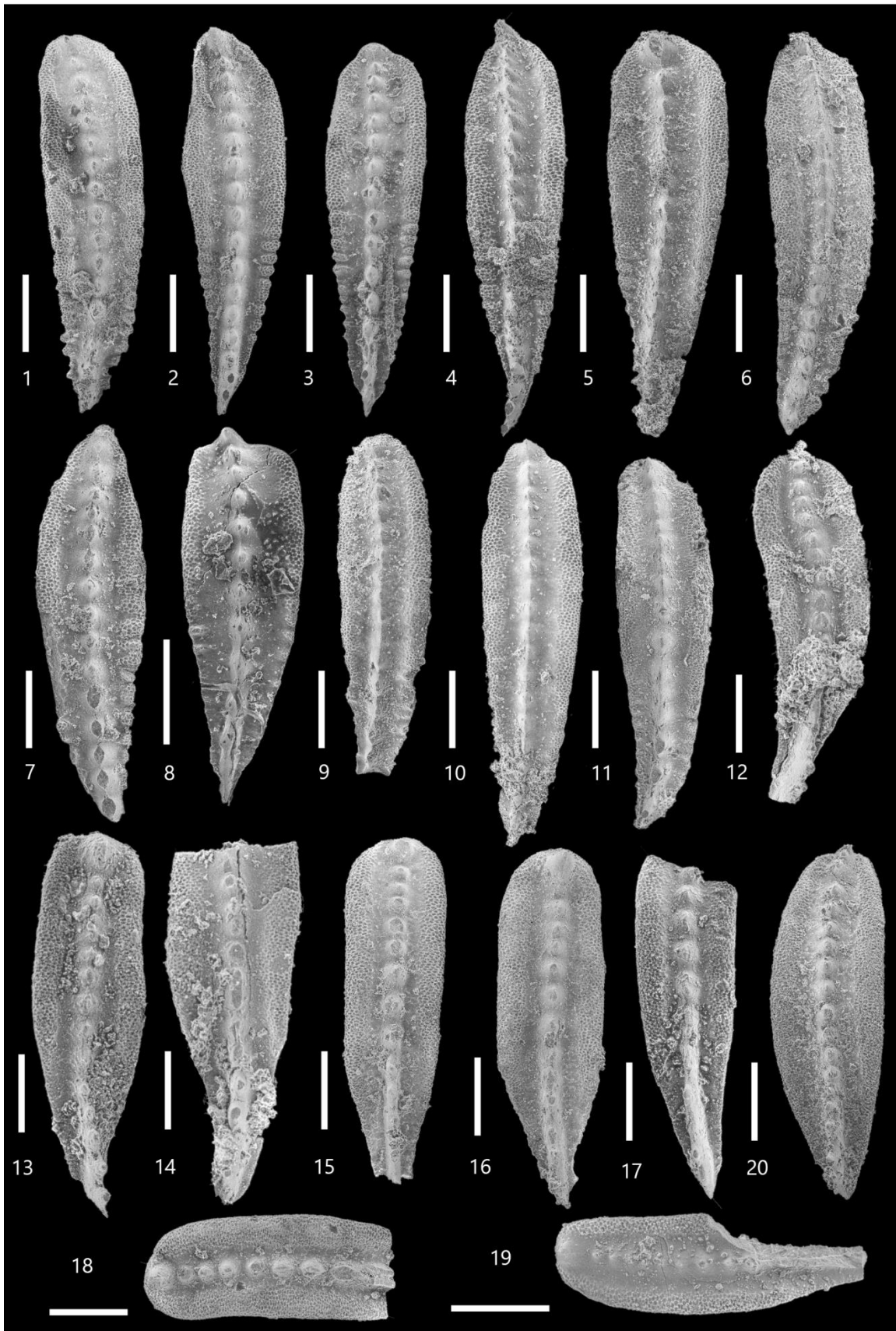
Después del nivel 14P-54 se observó un intervalo de 170.2 m representado por las muestras 14P-55 a la 14P-60, el cual no proporcionó ningún resto fósil de conodontos. Su edad fue asociada al

Figura 4.1. Fotomicrografías de conodontos realizadas con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Los especímenes ilustrados representan parte del contenido fósil de la Sección Los Monos. Todas las fotografías muestran la vista superior u oral de elementos Pa. La barra de escala indica 200 µm.

Especímenes 1-7. *Mesogondolella postserrata*
 1-3. Muestra 14P-61
 4-7. Muestra 14P-62
 Especímen 8. *Mesogondolella nankingensis*
 8. Muestra 14P-61
 Especímenes 9-11. *Mesogondolella aserrata*
 9-11. Muestra 14P-62

Especímenes 12-19. *Mesogondolella bitteri*
 12-14. Muestra 14P-68
 15-18. Muestra 14P-70
 19. Muestra 14P-66
 Especímen 20. *Mesogondolella* sp.
 20. Muestra 14P-65

Figura 4.1



Cisuraliano tardío-Capitaniano con base en la presencia de *H. excavatus* hacia la base y de asociaciones capitanianas hacia la parte alta.

El siguiente nivel positivo está determinado por la muestra 14P-61 en la cual se observan las primeras apariciones de los ejemplares pertenecientes al grupo aserrata del género *Mesogondolella* (“*Jinogondolella*”). Dentro de la asociación encontrada en dicha muestra, destacan las especies *Mesogondolella nankingensis*, *Mesogondolella postserrata* e *Hindeodus excavatus*. La zona de *M. nankingensis* marca el inicio del Guadalupiano y abarca completamente al Roadiano mientras que la primera aparición de *M. postserrata* es indicativo del Capitaniano (Henderson, 2016). Dada la coocurrencia de ambas especies de *Mesogondolella*, se interpreta que las asociaciones presentes en la muestra 14P-61 representan una edad correspondiente con la zona de *M. postserrata*, de la base del Capitaniano. Esta sucesión presenta un espesor de 23.2 m y es sobreyacida por los estratos determinados por la muestra 14P-62.

La muestra 14P-62, representativa de un nivel de 8.5 m, se caracterizó por la ocurrencia de *Mesogondolella postserrata* y de su antecesor *Mesogondolella aserrata*, ambos del grupo de gondolélidos de márgenes aserrados, además de *Mesogondolella* cf. *M. aserrata*, *Mesogondolella* cf. *M. postserrata* y la primera aparición de *Hindeodus permicus*. Esta asociación permite asignar una edad al nivel 14P-62 correspondiente con la zona de *M. postserrata*. La presencia de *H. permicus* no proporciona información para restringir la edad ya que, en Norteamérica, los especímenes más antiguos de esta especie han sido encontrados en la Caliza Bone Spring del Kunguriano de Texas (Behnken, 1975) mientras que los más jóvenes pertenecen al Capitaniano del oeste de Texas (Wardlaw, 2000), presentando un rango que va del Cisuraliano tardío al Guadalupiano tardío, similar al de *H. excavatus* (Kozur, 1995b).

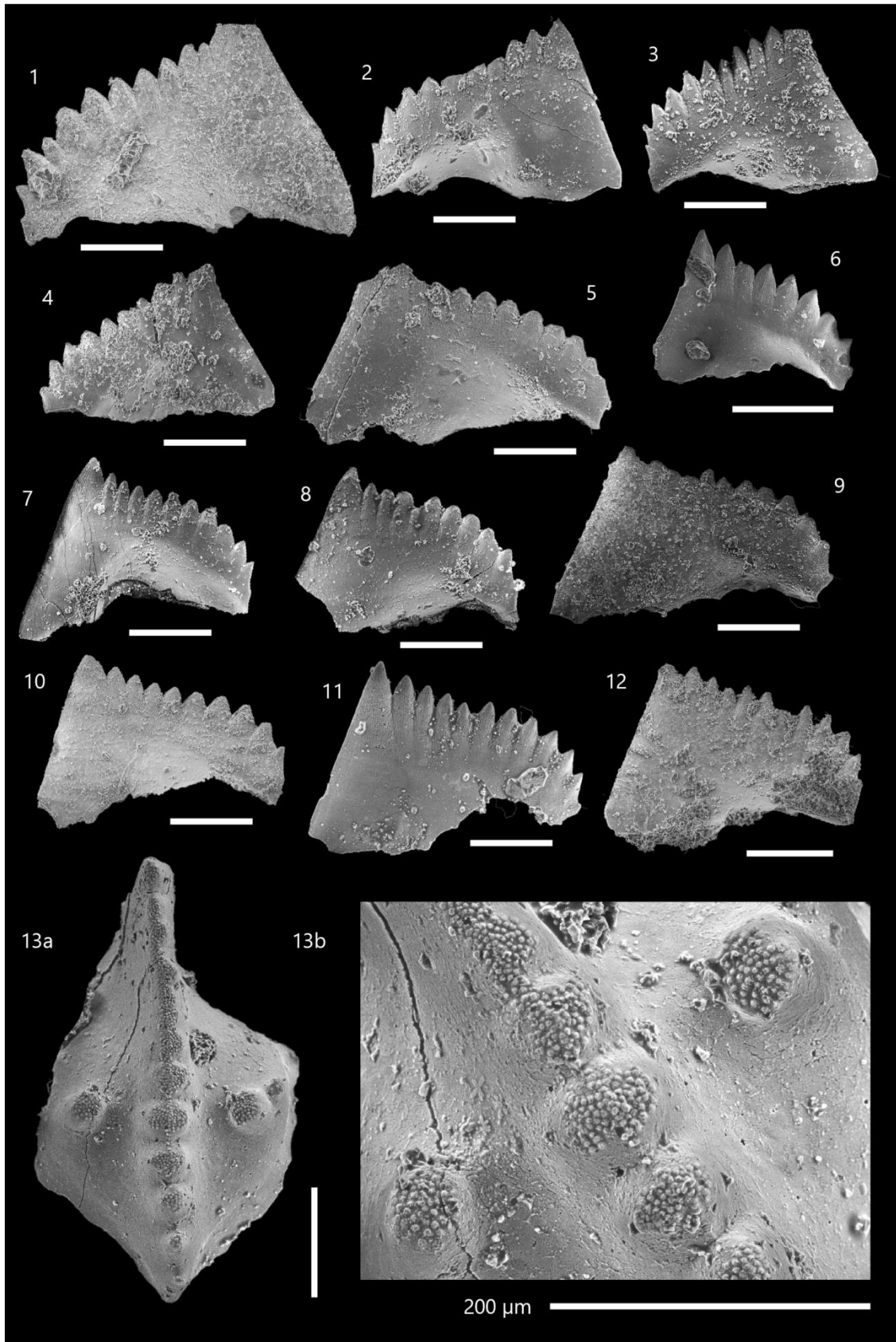
Los niveles suprayacentes al nivel 14P-62 representados por las muestras 14P-63, 14P-64 y 14P-65 alcanzan un espesor de 68.1 m y se caracterizan por presentar solamente especímenes del género *Hindeodus*. Las tres muestras contienen ejemplares de *H. excavatus* e *H. permicus*, además de la presencia de una forma transicional entre *H. excavatus* e *H. typicalis* en la muestra 14P-63 y 14P-65. En las muestras 14P-64 y 14P-65 aparece *Hindeodus* sp. A, una morfología indeterminada del género *Hindeodus* caracterizada por un perfil triangular con una disminución abrupta de la carena en su extremo posterior y el desarrollo de una cúspide compuesta por dos dentículos, el anterior más alto que el posterior, que sobrepasan en altura al resto de ellos (Figura 4.3.8 a 4.3.12). Este intervalo carece de especímenes que permitan restringir su edad por lo que no se ha asignado a ninguna biozona; sin embargo, la presencia de algunos ejemplares transicionales a *H. typicalis* permiten asociar estos estratos a una edad del Capitaniano medio-superior (Kozur, 1995b; Kozur y Mostler, 1995). Por último, en la muestra 14P-65 se encontró un espécimen de *Mesogondolella* que no se pudo determinar a nivel de especie (Figura 4.1.20). Este ejemplar está representado por un elemento

Figura 4.2 Microfotografías de conodontos realizadas con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Los especímenes ilustrados representan parte del contenido fósil de la Sección Los Monos. Todas las fotografías muestran el perfil de elementos Pa a menos de que se indique lo contrario. La barra de escala indica 200 μ m.

Especímenes 1-12. *Hindeodus excavatus*
 Muestra 14P-54
 2, 5, 8, 10. Muestra 14P-65
 1, 3, 4, 9, 12. Muestra 14P-64
 7, 11. Muestra 14P-71

6. Muestra 14P-61
 Espécimen 13. *Sweetognathus fengshanensis* vista superior u oral
 13. Muestra 14P-70. 13b detalle de la ornamentación en la parte central

Figura 4.2



gondoleliforme simétrico de márgenes lisos que en vista superior muestra una forma externa similar a una hoja además de una carena ligeramente curvada constituida por denticulos bien definidos. En vista lateral, se observa una plataforma ligeramente arqueada con una serie de denticulos elevados en la parte anterior de la carena.

El siguiente nivel de 25 m de espesor está representado por las muestras 14P-66 y 14P-68. Sus faunas están caracterizadas por el gondolélido descrito para la provincia de aguas frías (NCWP) *Mesogondolella bitteri* y por la presencia recurrente de *Hindeodus excavatus* además de una forma transicional entre *Hindeodus excavatus* e *Hindeodus typicalis*; *Mesogondolella* cf. *M. bitteri* e *Hindeodus* cf. *H. excavatus* aparecen también en la muestra 14P-68. La zona de *M. bitteri* de la provincia de aguas frías se correlaciona temporalmente con el Capitaniano (Wardlaw y Mei, 1998; Henderson, 2016), sin embargo por la relación estratigráfica que guardan estos niveles con los estratos infrayacentes, se puede interpretar una edad correspondiente con la parte media del Capitaniano, justo por encima de la zona de *M. postserrata* reconocida en los niveles 14P-61 y 14P-62.

La siguiente unidad está representada por una sucesión de 33.2 m caracterizada por la muestra 14P-69 cuyo contenido de conodontos corresponde únicamente con *Hindeodus excavatus*. La edad de este nivel no puede precisarse debido a la ausencia de algún indicador bioestratigráfico útil, por lo que es restringida a las relaciones estratigráficas que guarda éste con los estratos infra y suprayacentes.

Dentro del nivel representado por la muestra 14P-70 se reconoció la presencia de *Mesogondolella bitteri*, *Mesogondolella* cf. *M. bitteri*, *Hindeodus excavatus*, *Hindeodus permicus* e *Hindeodus excavatus* transicional a *Hindeodus typicalis*. En esta unidad de 8.5 m de espesor también se encontraron especímenes identificados como *Hindeodus* sp. A en las unidades 14P-64 y 14P-65. La coocurrencia de *M. bitteri* e *H. typicalis* permiten asignar una edad a este nivel correspondiente con el Capitaniano medio-superior, en la parte superior de la zona de *M. bitteri* (Kozur, 1995a; Wardlaw y Mei, 1998; Henderson, 2016).

En la muestra 14P-71 se reportaron las especies *Hindeodus excavatus*, *Hindeodus* cf. *H. excavatus*, *Hindeodus permicus*, *Hindeodus excavatus* transicional a *Hindeodus typicalis* e *Hindeodus* sp. A. También, dentro de este nivel se reconoció al único representante del género *Sweetognathus* encontrado en la sección, determinado por *Sw. fengshanensis*, el cual sirvió como indicador bioestratigráfico ya que su primera aparición está asociada a la base de la zona de *Sw. fengshanensis* del Capitaniano tardío. Este intervalo presenta un espesor de 8.1 m.

Figura 4.3. Fotomicrografías de conodontos realizadas con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Los especímenes ilustrados representan parte del contenido fósil de la Sección Los Monos. Todas las fotografías muestran el perfil de elementos Pa. La barra de escala indica 200 µm.

Especímenes 1-7. Transicional a *Hindeodus typicalis*

1. Muestra 14P-65
- 2, 7. Muestra 14P-72
4. Muestra 14P-68
3. Muestra 14P-71
5. Muestra 14P-70
6. Muestra 14P-66

Especímenes 8-12. *Hindeodus* sp.

- 8, 9. Muestra 14P-70

10. Muestra 14P-72

11, 12. Muestra 14P-65

Especímenes 1-18. *Hindeodus permicus*

13. Muestra 14P-62

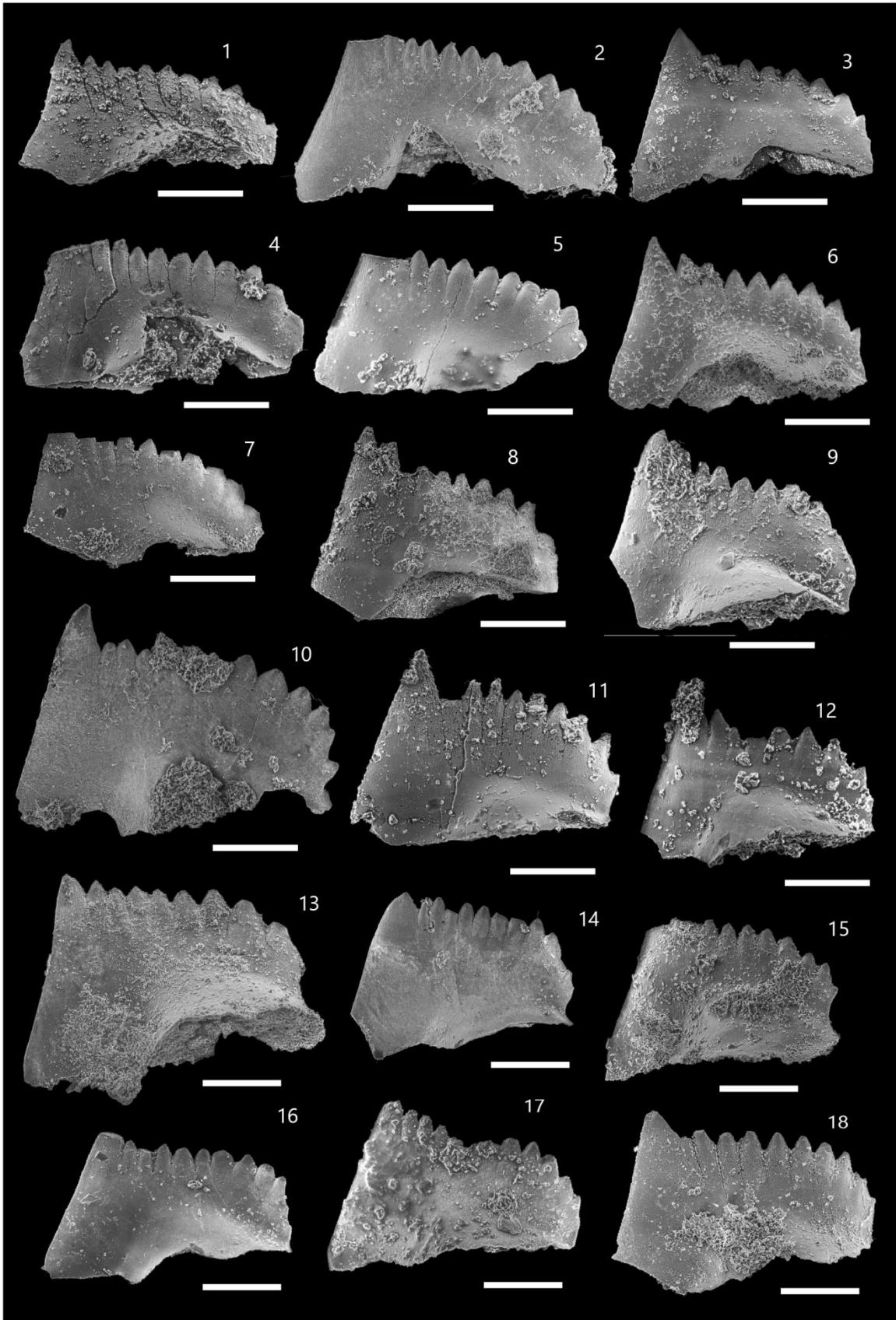
14. Muestra 14P-71

15. Muestra 14P-64

17, 18. Muestra 14P-65

16. Muestra 14P-63

Figura 4.3



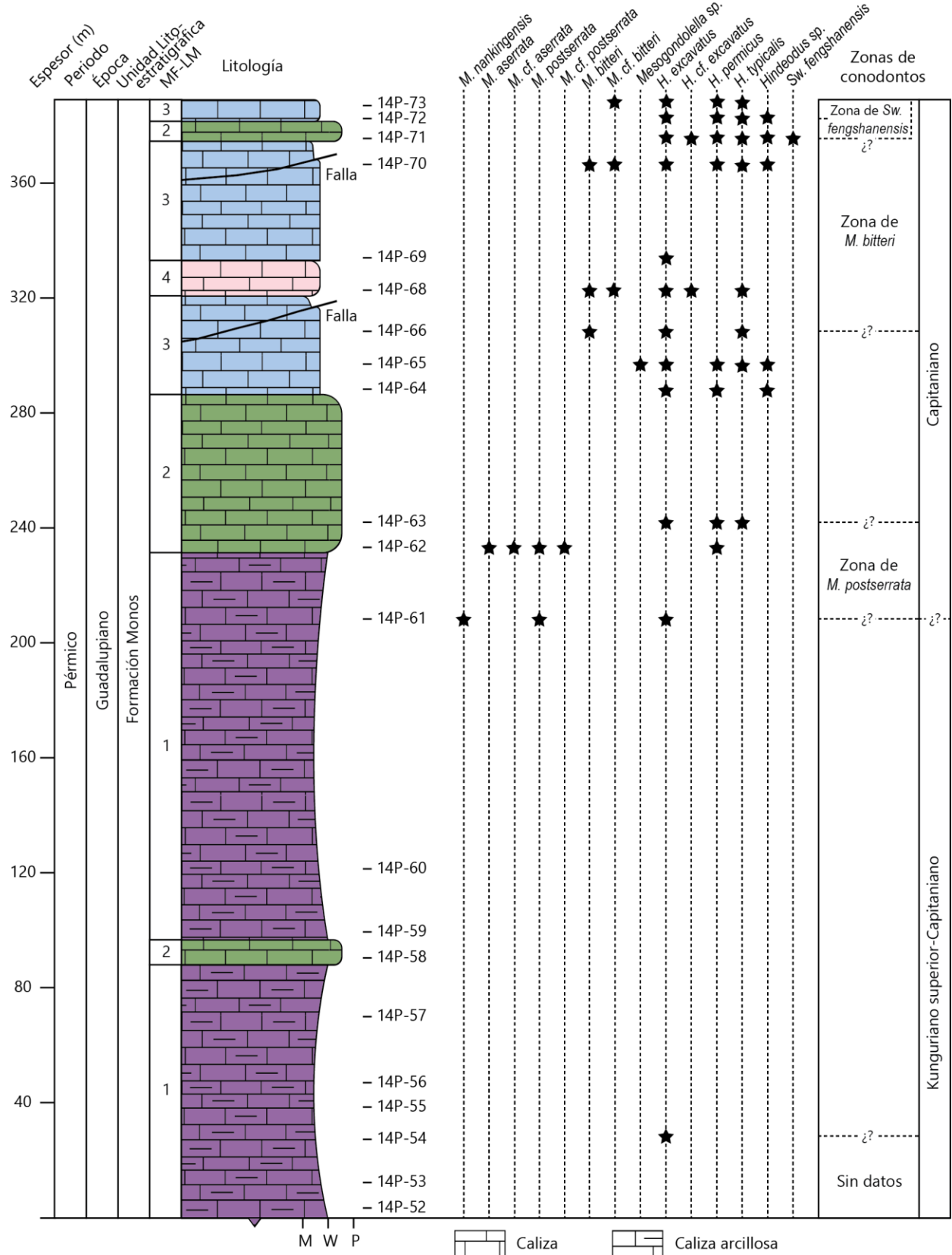


Figura 4.4. Columna estratigráfica representativa de la Sección Los Monos que muestra la distribución y biozonaciones de los conodontos reconocidos. Las microfacies se describen detalladamente en el apartado 4.2.1.

El siguiente nivel de 4 m de espesor está definido por la muestra 14P-72. En este horizonte se recuperaron algunos especímenes de *Hindeodus excavatus*, *Hindeodus permicus*, *Hindeodus excavatus* transicional a *Hindeodus typicalis* e *Hindeodus* sp. A. La edad de estos estratos queda determinada con base en las relaciones estratigráficas de los estratos inferiores y superiores.

El último nivel está determinado por la muestra 14P-73 y posee un espesor de 3.4 m. De estos estratos se recuperaron algunos ejemplares de *Hindeodus excavatus*, *Hindeodus permicus* e *Hindeodus excavatus* transicional a *Hindeodus typicalis*. También se tiene la aparición de *Mesogondolella* cf. *M. bitteri*, representando una edad correspondiente con la parte superior de la zona de *M. bitteri* del Capitaniano tardío.

4.1.2. SECCIÓN LAS RASTRAS

El estudio de la Sección Las Rastras permitió el análisis de una columna de 211 m de espesor de rocas carbonatadas y siliciclásticas, las cuales comprenden parte de los estratos de la Caliza La Cueva y toda la sucesión expuesta de la Formación Mina México en el área del Cerro Las Rastras, en Sonora central, representando una edad del Kunguriano tardío-Roadiano temprano (Cisuraliano tardío-Guadalupeño temprano). Dentro de esta secuencia se tomó un total de 23 muestras con objetivos bioestratigráficos, 11 en los estratos de la Caliza La Cueva (18LR-1 a 18LR-10 y 17LR-6) y 12 en la Formación Mina México (17LR-5, 17LR-4 y 18LR-11 a 18LR-20), de las cuales 13 presentaron resultados positivos en el contenido de conodontos (Figura 4.8). En la tabla A3 en el Anexo II se incluyen las muestras productivas con las especies de conodontos reconocidas en cada caso, además de la cantidad de roca procesada durante el trabajo de laboratorio. Todos los ejemplares descritos corresponden con elementos Pa (Figuras 4.5, 4.6 y 4.7).

Dentro de las sucesiones correspondientes a la Caliza La Cueva, el primer nivel del cual se recuperaron conodontos clasificables taxonómicamente fue el determinado por la muestra 18LR-1, cuyo espesor es de 3.8 m. En este horizonte se destacó la presencia de *Sweetognathus whitei* y *Neostreptognathodus prayi* BEHNKEN, 1975. *Sweetognathus whitei* hace su primera aparición en la base del Artinskiano (Cisuraliano medio) justo por encima de la zona de *Mesogondolella bisseli* (zona de *Sw. whitei*) y se extiende hacia el Wordiano en la zona de *Mesogondolella phosphoriensis* coexistiendo con *Sw. subsymmetricus* (zona de *Sw. subsymmetricus*) (Wang, 1994; Wang *et al.*, 2004; Burret *et al.*, 2015). Por su parte, la zona de *Ns. prayi* caracterizada por la primera aparición de esta especie, se correlaciona con la parte superior del Kunguriano, en el límite Cisuraliano-Guadalupeño, coincidiendo con la parte media de la zona de *Sw. subsymmetricus* (Henderson, 2016). Debido a la asociación presente en esta muestra y de acuerdo con los rangos estratigráficos de cada especie, esta secuencia ha sido correlacionada con una edad correspondiente con la zona de *Ns. prayi* del Kunguriano tardío.

Para el horizonte correspondiente con la muestra 18LR-2, la cual representa un intervalo de 7.5 m, se reconoció la presencia de *Sweetognathus whitei*, *Sw. subsymmetricus*, *Neostreptognathodus prayi*, *Neostreptognathodus* aff. *Ns. prayi* e *Hindeodus minutus*. Esta asociación permite asignar una edad al nivel 18LR-2 correspondiente con la zona de *Ns. prayi* y la parte media de la zona de *Sw. subsymmetricus*, ambas distintivas del Kunguriano tardío (Henderson, 2016). *Neostreptognathodus* aff. *Ns. prayi* está representado por algunos ejemplares del género *Neostreptognathodus* cuyas características generales permiten asociarlos a la especie de *Ns. prayi*. No obstante, han desarrollado una serie de costillas que

ocasionalmente aparecen interrumpidas o desfasadas en la parte media de la plataforma, lo cual contradice una de las características más importantes en la definición original de esta especie (Behnken, 1975). Esta morfología es recurrente en el resto de la sección y dentro de las asociaciones descritas para las secuencias de la Sierra Martínez.

El siguiente nivel está determinado por la muestra 18LR-3. Dentro de esta secuencia de 2 m de espesor se recuperaron las especies *Sweetognathus whitei*, *Sw. subsymmetricus*, *Neostreptognathodus prayi*, *Nesostreptognathodus* aff. *Ns. prayi* y *Neostreptognathodus sulcopicatus* (YOUNGQUIST, HAWLEY Y MILLER, 1951). Debido a la presencia de *Ns. sulcopicatus* cuya zona coincide con la parte superior de la zona de *Ns. prayi* y la parte media-superior de la zona de *Sw. subsymmetricus*, este nivel se ha asociado a una edad coincidente con la base de la zona de *Ns. sulcopicatus* del Kunguriano tardío (Cisuraliano), hacia el límite con el Roadiano (Guadalupiano).

El horizonte 18LR-4 es característico de una sucesión de 3.2 m dentro de la cual se reconoció la presencia de *Sweetognathus subsymmetricus* y *Neostreptognathodus prayi*. A partir de este nivel, *Sw. whitei*, predominante en estratos inferiores, no vuelve a aparecer en la secuencia, asimismo sucede con *Ns. sulcopicatus*. La edad del horizonte 18LR-4 está asociada a la zona superior de *Ns. prayi* y a la parte media-superior de la zona de *Sw. subsymmetricus*, en etapas finales del Kunguriano. *Neostreptognathodus prayi* desaparece después de este intervalo.

Los siguientes 3.7 m están determinados por la muestra 18LR-5 a partir de la cual no se recuperó ningún resto fósil de conodonto. El nivel suprayacente viene determinado por la muestra 18LR-6 y alcanza un espesor de 9 m. En este intervalo se reporta la presencia de *Sweetognathus subsymmetricus*, *Sweetognathus* cf. *subsymmetricus* e *Hindeodus minutus* asociados a una edad correspondiente con la zona de *Sw. subsymmetricus*. La ausencia de especímenes que permitan restringir el rango estratigráfico de este intervalo es evidente. No obstante la desaparición de los representantes del género *Neostreptognathodus* dentro de la sucesión ayuda a asociar este horizonte con el Roadiano temprano (Guadalupiano), es decir la parte superior de la zona de *Sw. subsymmetricus*. En China, *Neostreptognathodus* desaparece con las primeras apariciones de *Mesogondolella nankingensis* durante el Roadiano (Mei y Henderson, 2001). Sin embargo no es así en Norteamérica, ya que se tienen registros de este género coexistiendo con *M. nankingensis* en Texas y la "Gran Cuenca" del noroeste de E.U.A. (Behnken, 1975; Wardlaw y Grant, 1990), suponiendo una corta incursión del género en la parte basal del Guadalupiano, pero desapareciendo igualmente en la zona de *M. nankingensis*.

El siguiente nivel de 13.3 m de espesor está determinado por la muestra 18LR-7 en la cual se encontró solamente un ejemplar mal preservado del género *Sweetognathus*. Este intervalo carece de un indicador bioestratigráfico que restrinja su edad; sin embargo puede asociarse a la base del Roadiano de acuerdo con sus relaciones estratigráficas.

Figura 4.5. Microfotografías de conodontos realizadas con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Los especímenes ilustrados representan parte del contenido fósil de la Sección Las Rastras. Todas las fotografías muestran la vista superior u oral de elementos Pa. La barra de escala indica 200 µm.

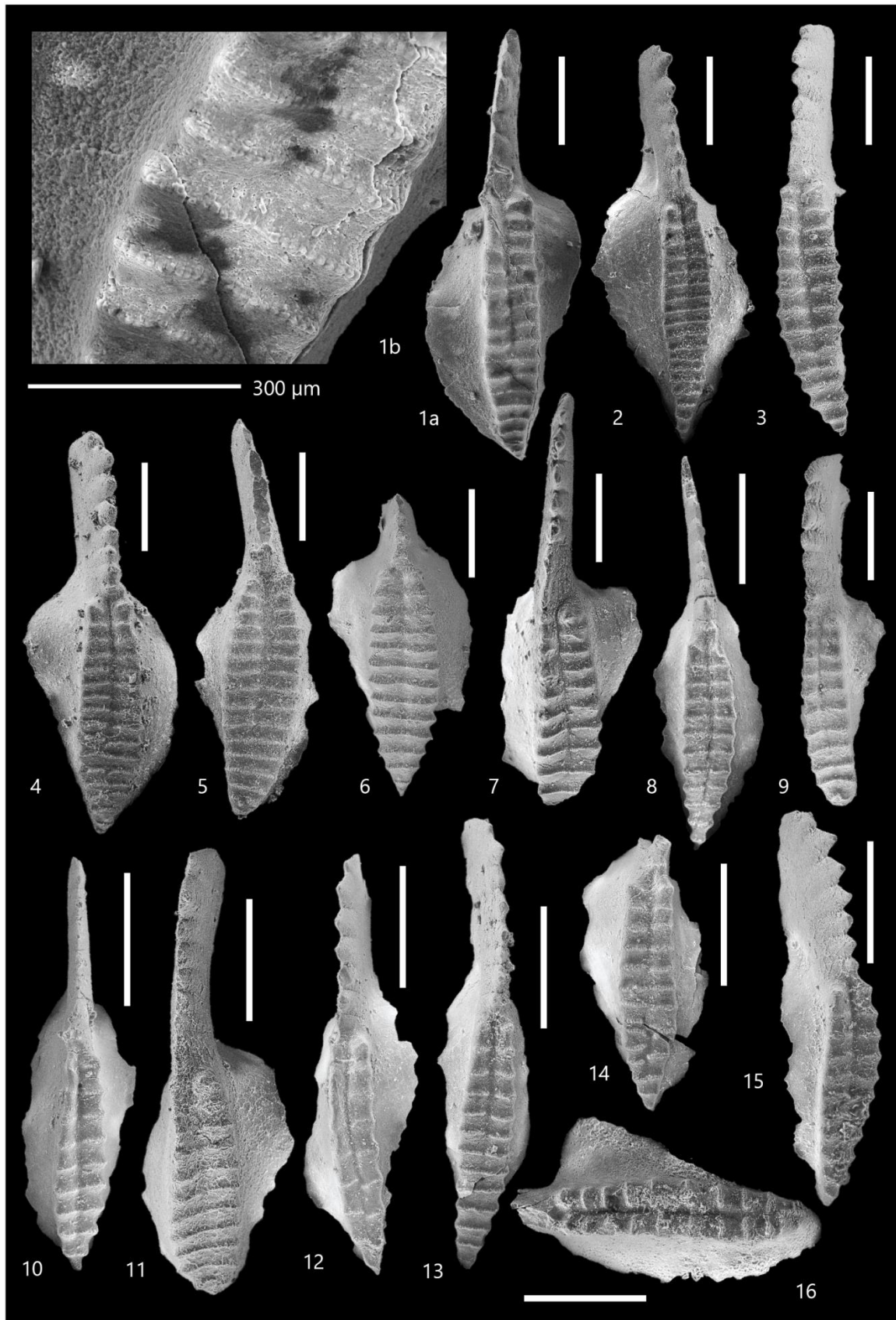
Especímenes 1-18. *Neostreptognathodus prayi*

1. Muestra 18LR-1. 1b detalle de la ornamentación pustulosa sobre las costillas
- 2, 4, 5. Muestra 18LR-3
- 3, 6, 7, 9, 11. Muestra 18LR-4
- 8, 10. Muestra 18LR-2

Especímenes 12-15. *Neostreptognathodus* aff. *Ns. prayi*

12. Muestra 18LR-2
 - 13-15. Muestra 18LR-3
- Especímenes 16. *Neostreptognathodus sulcopicatus*
16. Muestra 18LR-3

Figura 4.5



Sobreyaciendo la sucesión anterior se ha descrito un intervalo de 7.4 m representado por la muestra 18LR-8. De este horizonte se recuperó un ejemplar interpretado como una forma transicional entre *Sweetognathus subsymmetricus* y *Sweetognathus hanzhongensis* y otro correspondiente con *Gullodus tieqiaoensis* SUN Y LAI (EN SUN ET AL., 2017), este último reportado hasta ahora solamente en el sur de China (Sun *et al.*, 2017). Originalmente, Sun *et al.* (2017) asignaron una edad a *G. tieqiaoensis* coincidente con la zona de *Sw. guizhouensis* del Kunguriano temprano en la región de Tieqiao, China; no obstante, la biozonación utilizada por estos autores presenta algunas inconsistencias, y en suma, esta especie fue encontrada coexistiendo con *Sw. subsymmetricus* (identificado como *Sw. guizhouensis* en el trabajo de Sun *et al.*, 2017), dejando la necesidad de reinterpretar su edad. Por lo anterior, y debido a la presencia de una forma transicional a *Sw. hanzhongensis* típico del Wordiano, este nivel se ha asociado a una edad correspondiente con la parte superior de la zona de *Sw. subsymmetricus* correspondiente con el Roadiano (Guadalupiano temprano).

El siguiente intervalo de 38.6 m de espesor está representado por los estratos correspondientes con las muestras 18LR-9, 17LR-6, 18LR-10 de la secuencia superior de la Caliza La Cueva, y por la muestra 17LR-5, primera muestra de la Formación Mina México. Dentro de esta secuencia no se obtuvieron resultados positivos en el contenido de conodontos por lo que la edad del contacto entre ambas formaciones sólo puede ser inferida por las relaciones estratigráficas presentes, siendo posiblemente Roadiano temprano.

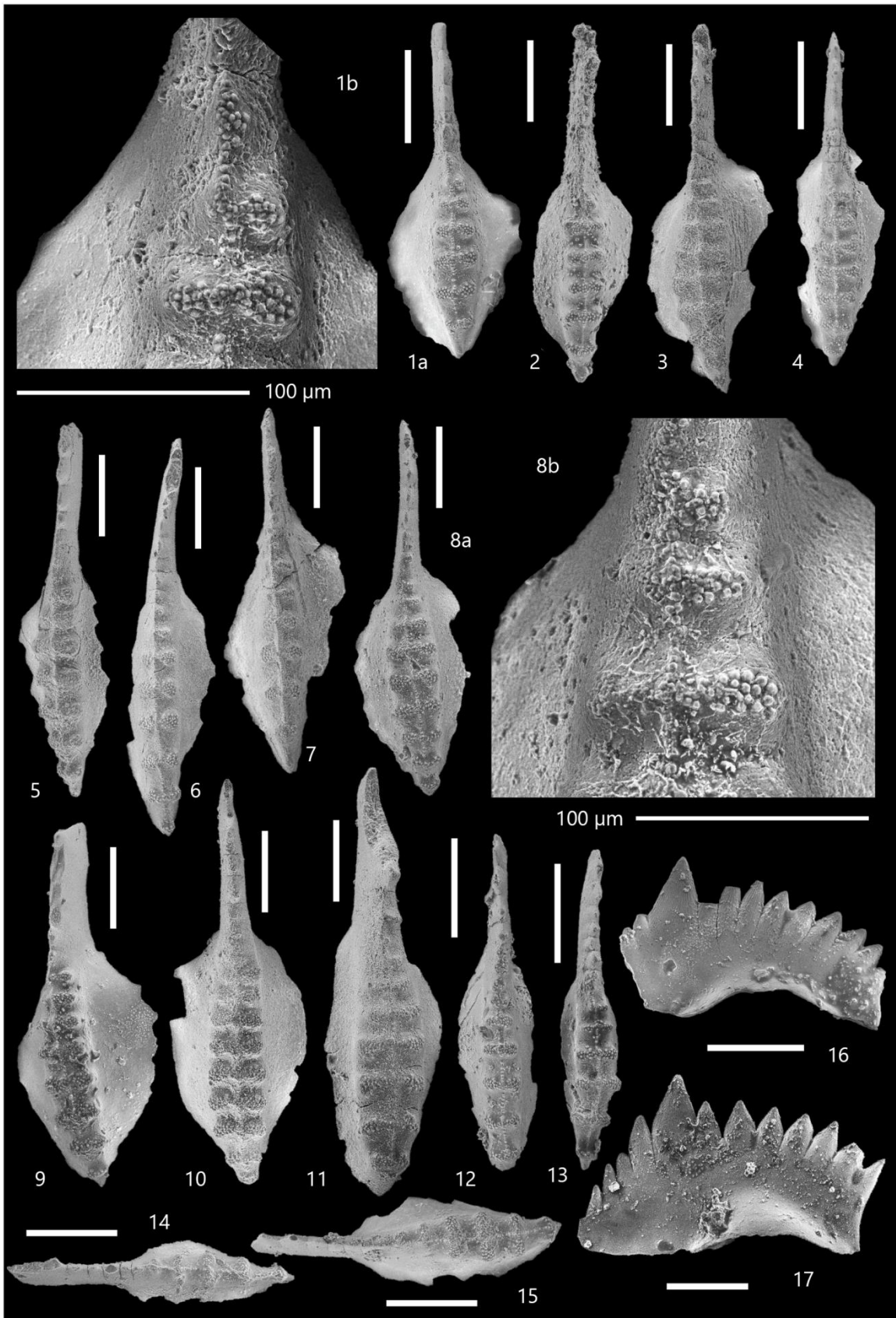
El primer nivel en el cual se reconoció la presencia de conodontos dentro de la Formación Mina México es el correspondiente con la muestra 17LR-4, el cual define una sucesión de 1.1 m de espesor localizado a 17.5 m del contacto con la Caliza La Cueva. De éste último se recuperaron algunos ejemplares de *Sweetognathus subsymmetricus*, *Gullodus tieqiaoensis* e *Hindeodus* aff. *H. gulloides* KOZUR Y MOSTLER, 1995. Esta información corrobora la coexistencia de las especies *G. tieqiaoensis* y *Sw. subsymmetricus*, y la asociación de la primera al rango estratigráfico de la segunda. Asimismo, la coocurrencia de *Sw. subsymmetricus* e *Hindeodus* aff. *H. gulloides*, este último característico de la base del Roadiano en Norteamérica (Kozur y Mostler, 1995), permitió que la edad de este horizonte fuera asociada a la zona de *Sw. subsymmetricus* en su parte superior. El nivel 17LR-4 es el primer horizonte que muestra una asociación verdaderamente afín a una edad correspondiente con el Roadiano (Guadalupiano temprano).

A 7.1 m de los estratos 17LR-4 aparece el nivel determinado por la muestra 18LR-11, el cual solamente proporcionó un elemento indeterminado del género *Mesogondolella* por lo que no se pudo asociar a ninguna edad. El espesor de la unidad es de 1.3 m y es sobreyacido por 29.2 m de rocas siliciclásticas que no fueron muestreadas para este estudio.

Figura 4.6. Fotomicrografías de conodontos realizadas con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Los especímenes ilustrados representan parte del contenido fósil de la Sección Las Rastras. Todas las fotografías muestran la vista superior u oral de elementos Pa a menos de que se indique lo contrario. La barra de escala indica 200 µm.

- | | |
|--|---|
| <p>Especímenes 1-15. <i>Sweetognathus subsymmetricus</i>
 1, 3, 4, 13, 15. Muestra 18LR-2. 1b detalle de los nódulos asimétricos diagnósticos
 2. Muestra 17LR-4
 5, 9. Muestra 18LR-6
 6, 7. Muestra 18LR-3</p> | <p>8, 10, 11. Muestra 18LR-4. 8b detalle de los nódulos asimétricos diagnósticos
 12, 14. Muestra 18LR-13
 Especímen 16-17. <i>Hindeodus</i> aff. <i>H. gulloides</i> vista lateral
 16, 17. Muestra 17LR-4</p> |
|--|---|

Figura 4.6



El siguiente nivel carbonatado está representado por la muestra 18LR-13 que presenta un espesor de 3.2 m. De este nivel se recuperaron algunos ejemplares de *Sw. subsymmetricus* y un elemento que representa una forma transicional entre *Sw. subsymmetricus* y *Sw. hanzhongensis*. La edad de esta unidad está asociada a la parte superior de la zona de *Sw. subsymmetricus* del Roadiano.

Sobreyaciendo al nivel anterior se encuentra una sucesión de 4.1 m descrita a partir de la muestra 18LR-12. Este horizonte solamente presentó un espécimen de *Neostreptognathodus prayi* con evidentes señales de transporte; por esta razón, no ha sido considerado como indicador bioestratigráfico. La edad de este nivel queda restringida al Roadiano con base en las relaciones estratigráficas de los estratos inferiores y superiores.

En los siguientes 58.7 m representados por una sucesión de rocas carbonatadas e intercalaciones con rocas siliciclásticas se tomaron las muestras 18LR-14 a la 18LR-18; en este intervalo no se recuperó ningún resto de conodonto, a excepción de la muestra 18LR-17 que presentó escasos elementos ramiformes retrabajados, por lo que su edad no está determinada. Gracias a los datos obtenidos en el nivel 18LR-13 y 18LR-19, su edad puede asociarse al Roadiano en su parte inferior-media.

La muestra 18LR-19 representa un nivel de 5.6 m a partir del cual se recuperó un ejemplar de *Mesogondolella siciliensis* cuya biozona coincide con la parte media-superior de la zona de *Sw. subsymmetricus*. En este horizonte no se reconoció ningún otro espécimen por lo que la edad no está completamente restringida. Sin embargo, por las edades reconocidas en estratos inferiores, la del nivel 18LR-19 queda asociada a la parte superior de la zona de *M. siciliensis* y *Sw. subsymmetricus*.

En los últimos 14.7 m de la sucesión estudiada se incluye la muestra 18LR-20 sin contenido de conodontos. En estos niveles no se observó ningún otro indicador bioestratigráfico que permita establecer una edad puntual. No obstante, la edad más antigua asignada a este nivel corresponde con el Roadiano medio-superior con base en sus relaciones estratigráficas infrayacentes. La sucesión siliciclástica de la Formación Mina México se extiende por 190 m sobre los estratos estudiados, aunque estos no se incluyen dentro de la columna estratigráfica representativa de la sección ya que no presentaron ningún nivel carbonatado del cual se pudieran obtener elementos conodontales.

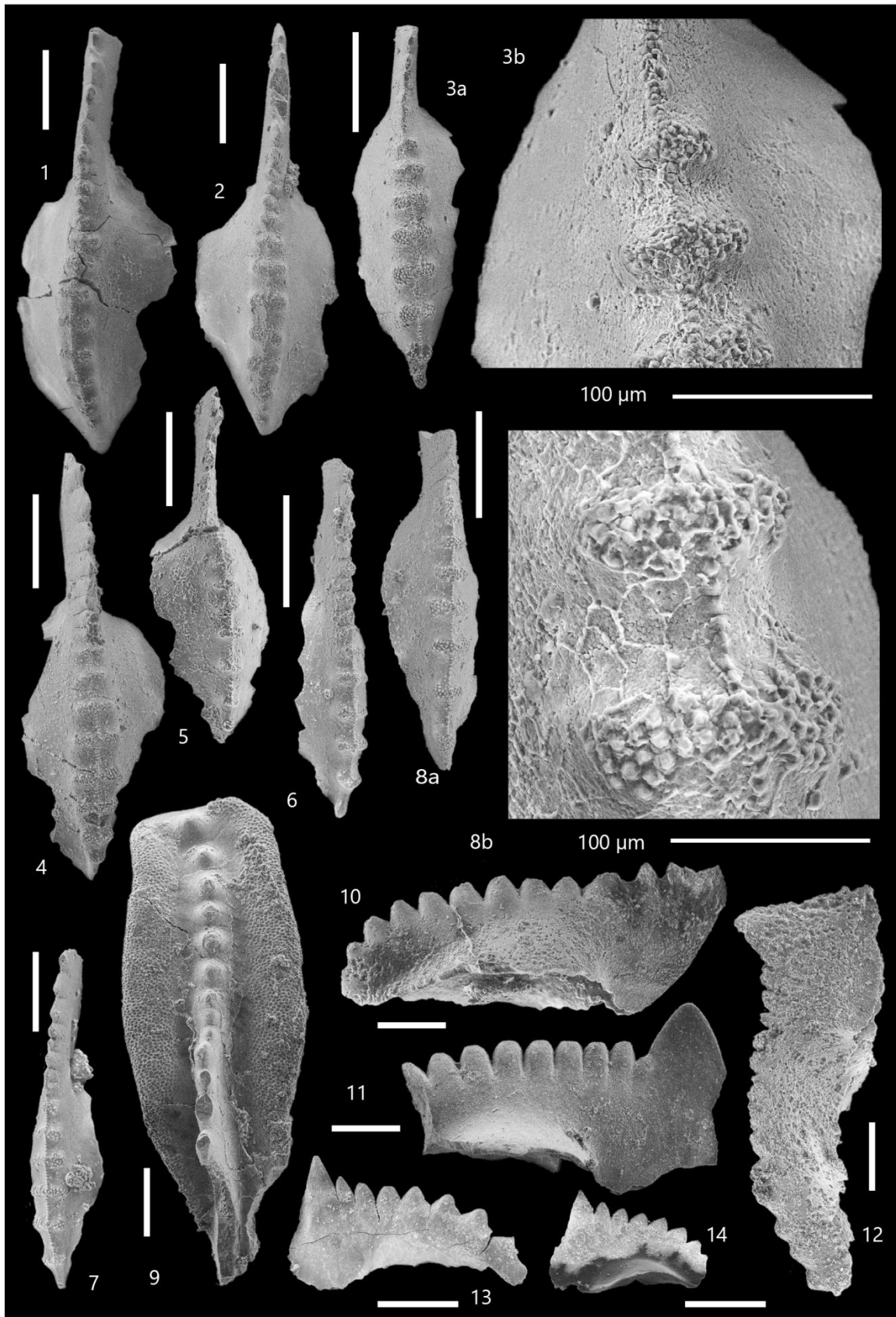
4.1.3. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 1

En la Sección Sierra Martínez 1 se estudió una sucesión estratigráfica de 285 m que comprende los últimos 5.3 m de la Caliza la Cueva y la parte carbonatada-siliciclástica de la Formación Mina México representando una edad del Kunguriano tardío (Cisuraliano tardío). Dentro

Figura 4.7. Fotomicrografías de conodontos realizadas con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Los especímenes ilustrados representan parte del contenido fósil de la Sección Las Rastras. Todas las fotografías muestran la vista superior u oral de elementos Pa a menos de que se indique lo contrario. La barra de escala indica 200 µm.

- | | |
|--|---|
| Especímenes 1-25. <i>Sweetognathus whitei</i> | Especímen 9. <i>Mesogondolella siciliensis</i> |
| 1-3, 8. Muestra 18LR-3. 3b y 8b detalle de nódulos simétricos diagnósticos | 9. Muestra 18LR-19 |
| 4. Muestra 18LR-2 | Especímenes 10-12. <i>Gullodus tieqiaoensis</i> vista lateral |
| 5. Muestra 18LR-6 | 10, 12. Muestra 17LR-4 |
| 6. Muestra 18LR-4 | 11. Muestra 18LR-8 |
| 7. Muestra 18LR-1 | Especímenes 13-14. <i>Hindeodus minutus</i> vista lateral |
| | 13-14. Muestra 18LR-2 |

Figura 4.7



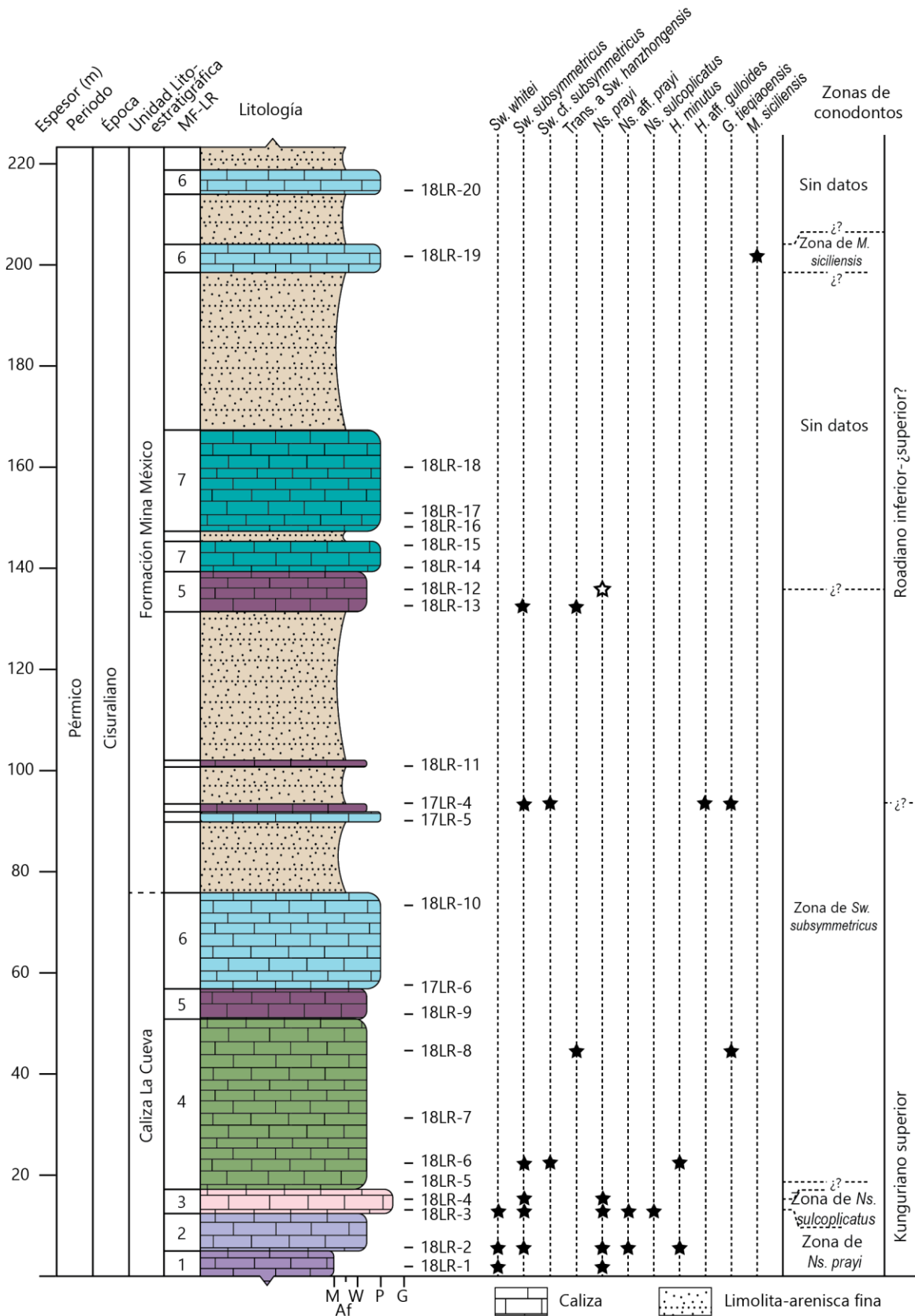


Figura 4.8. Columna estratigráfica representativa de la Sección Las Rastras que muestra la distribución y biozonaciones de los conodontos reconocidos. Las microfacies se describen detalladamente en el apartado 4.2.2.

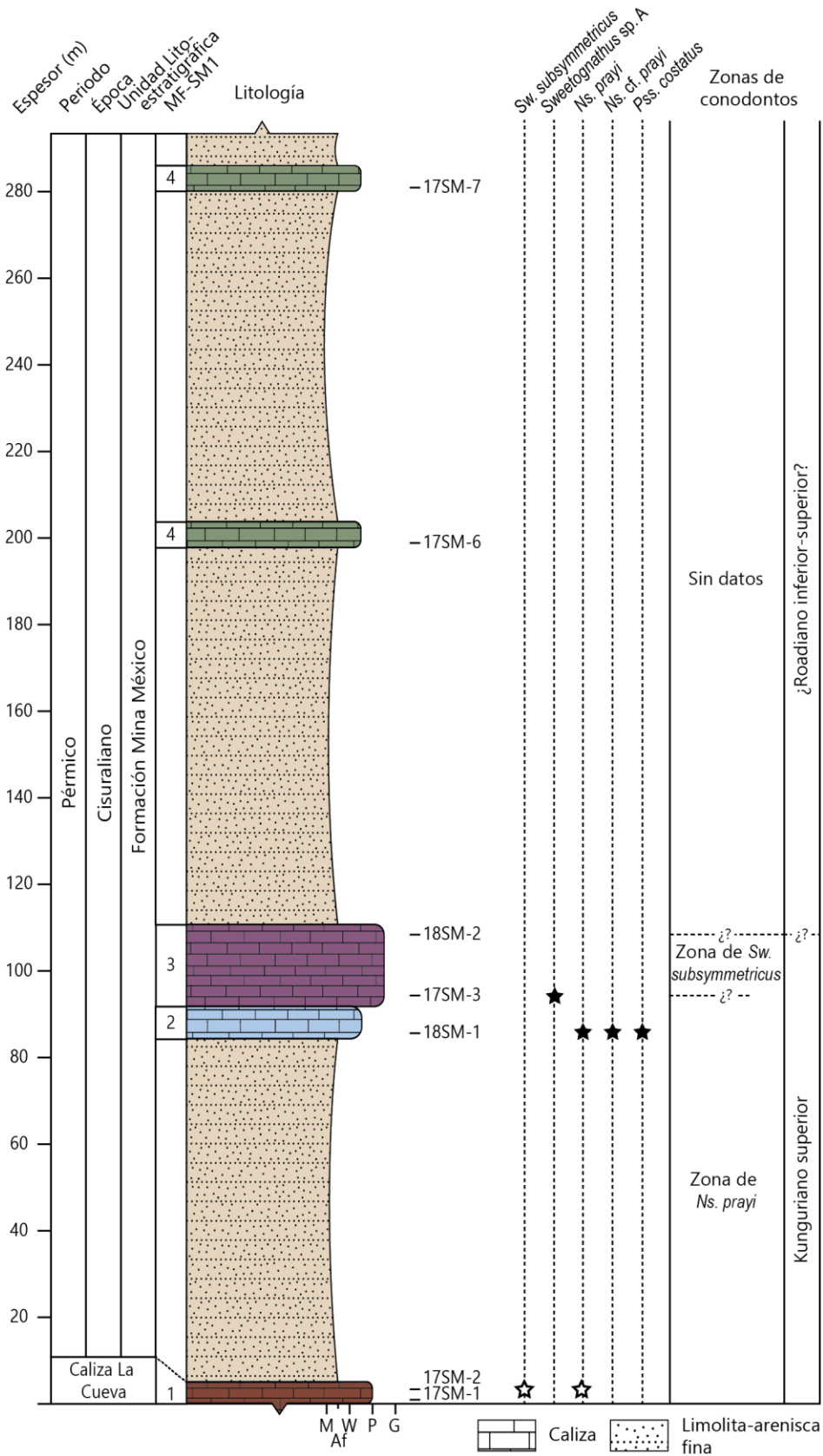


Figura 4.9. Columna estratigráfica representativa de la Sección Sierra Martínez 1 que muestra la distribución y biozonaciones de los conodontos reconocidos. Las microfacies se describen detalladamente en el apartado 4.2.3.

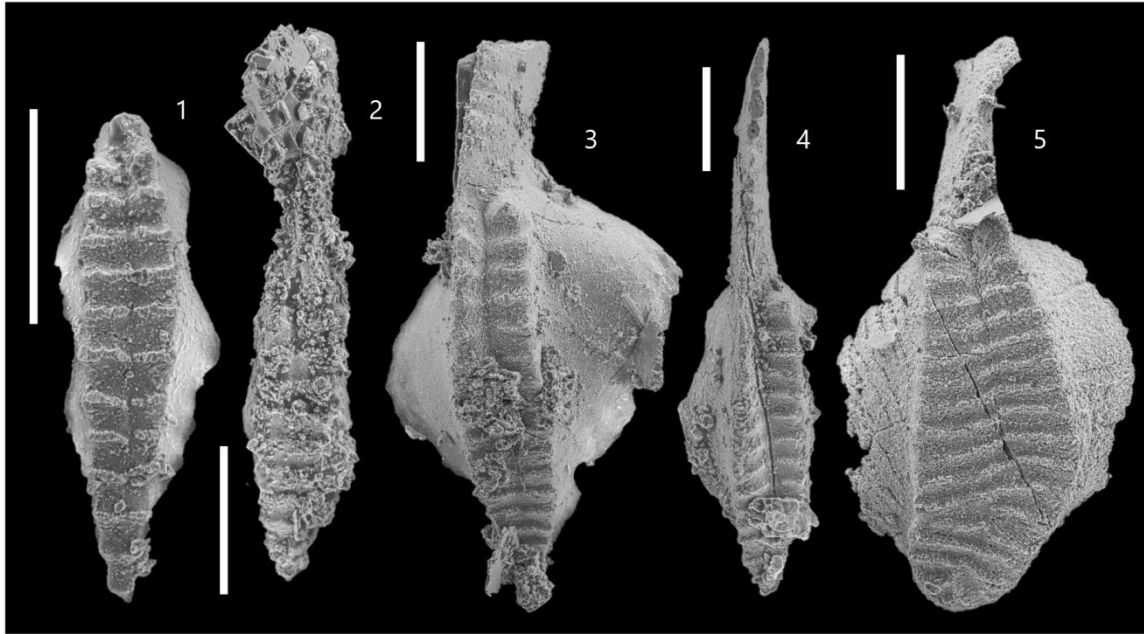


Figura 4.10. Fotomicrografías de conodontos realizadas con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Los especímenes ilustrados representan el contenido fósil de la Sección Sierra Martínez 1. Todas las fotografías muestran la vista superior u oral de elementos Pa. La barra de escala indica 200 μm .

Especímenes 1-4. *Neostreptognathodus prayi*
 1, 3. Muestra 18SM-1
 2, Muestra 17SM-2

4. Muestra 17SM-3
 Espécimen 5. *Pseudosweetognathus costatus*
 5. Muestra 18SM-1

de los estratos de la Caliza La Cueva se tomaron dos muestras para conodontos (17SM-1 y 17SM-2) y 5 muestras dentro de la Formación Mina México (18SM-1, 17SM-3, 18SM-2, 17SM-6 y 17SM-7), obteniéndose un total de 7 muestras para la sección de las cuales únicamente 3 resultaron positivas en el contenido de conodontos (Figura 4.9). En la tabla A4 en el Anexo II se listan las especies encontradas en cada muestra así como las cantidades de éstas que fueron disueltas durante el trabajo de laboratorio. Todos los especímenes descritos corresponden con elementos Pa (Figura 4.10).

En la base de la sección se tomó la muestra 17SM-1, la cual representa un intervalo de 3.6 m de espesor cuyo contenido de conodontos fue negativo. Sobreyaciendo a este nivel se encuentra una sucesión de 1.7 m determinada por la muestra 17SM-2. Dentro de este horizonte se reconocieron escasos especímenes de *Sweetognathus subsymmetricus* y *Neostreptognathodus prayi* con evidencias claras de abrasión a causa del transporte post-depósito. Debido a lo anterior, estos especímenes no pueden ser utilizados como indicadores bioestratigráficos confiables ya que la edad asociada a ellos (correspondiente con la zona de Ns. *prayi* y la parte media de *Sw. subsymmetricus* en el Kunguriano tardío) representa una edad de sedimentación anterior a la del nivel analizado.

En contacto con los estratos 17SM-2 se encuentra una secuencia de 79.3 m de rocas siliciclásticas correspondientes con la parte inferior de la Formación Mina México. Estos niveles no fueron muestreados. El siguiente nivel con contenido de conodontos es el caracterizado por la muestra 18SM-1. En ella se recuperaron algunos especímenes bien conservados de *Neostreptognathodus prayi* y uno de *Pseudosweetognathus costatus*, este último característico del Artinskiano y Kunguriano en el sur de China e Indochina (Wang *et al.*, 1987; Metcalfe y Sone, 2008). Dada la asociación de ambas

especies, cuya coexistencia ha sido reportada por Sun *et al.* (2017) en la región de Tieqiao, China, la edad de este nivel queda asociada a la parte inferior de la zona de *Ns. prayi* del Kunguriano tardío.

Del siguiente nivel constituido por la muestra 17SM-3 solamente se recuperó un ejemplar de *Sweetognathus* sp. A, caracterizado por una serie de costillas pustulosas transversales formada por dos nódulos unidos por una línea central engrosada. Este elemento podría representar alguna forma aberrante de *Sweetognathus*. Este horizonte carece de algún indicador bioestratigráfico, sin embargo, dada la presencia de *Neostreptognathodus prayi* en los niveles inferiores, su edad estaría asociado más específicamente a la parte media y superior de la zona de *Sw. subsymmetricus*. Esta sucesión presenta un espesor de 12 m.

De los siguientes niveles, representados por las muestras 18SM-2, 17SM-6 y 17SM-7 incluidos dentro de una sucesión de rocas carbonatadas y siliciclásticas de 175 m de espesor, no se recuperó ningún conodonto. El último intervalo medido en la Sección Sierra Martínez 1 corresponde con el nivel 17SM-7, sin embargo este punto no representa la cima de la secuencia. La parte de la columna restante no fue estudiada en este trabajo debido a que no se observaron niveles carbonatados aptos para los estudios de conodontos.

La edad de los estratos superiores al nivel 17SM-3 carece de algún indicador bioestratigráfico. Con base en las relaciones estratigráficas de estas secuencias con los estratos inferiores, se puede concluir que la edad más antigua posible del depósito de la Formación Mina México corresponde con el Kunguriano tardío (zona de *Ns. prayi*- parte media-superior de *Sw. subsymmetricus*).

4.1.4. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 2

La Sección Sierra Martínez 2 contempló el estudio de una secuencia de 104 m de espesor que comprende parte de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México. Se tomó un total de 5 muestras para estudios de conodontos con resultados concluyentes en cuatro de ellas (Figura 4.12). Los resultados de la disolución de cada una de estas muestras se encuentran enlistados en la tabla A4 en el Anexo II al igual que los especímenes reconocidos para cada caso. Todos los conodontos descritos corresponden con elementos Pa (Figura 4.11).

El primer nivel del cual se recuperaron conodontos, que a su vez representa la base de la secuencia analizada, está determinado por la muestra 17SM-4. Dentro de esta sucesión de 1.8 m de espesor se observó a *Neostreptognathodus prayi* además de un elemento identificado como *Neostreptognathodus* cf. *prayi* y un representante juvenil del género *Mesogondolella*. La edad de este intervalo puede ser asociada a la zona de *Ns. prayi* del Kunguriano tardío.

Sobre el nivel anterior se tiene una sucesión de 18.2 m que no fue muestreada durante este trabajo por lo que representa un vacío de información dentro de la columna representativa de esta sección. Sobreyaciendo este nivel aparecen los estratos representados por la muestra 17SM-5 que constituyen la cima de la Caliza La Cueva. De esta muestra se obtuvieron algunos ejemplares de *Neostreptognathodus prayi*, *Neostreptognathodus* cf. *prayi*, *Neostreptognathodus* aff. *Ns. prayi*, *Pseudobindeodus angustus* y *Sweetognathus?* sp. B. *Pseudobindeodus angustus* presenta un rango estratigráfico muy amplio que va desde el Artinskiano al Kunguriano (Igo, 1981; Orchard y Forster, 1988) por lo que la edad del nivel 17SM-5 queda definida con base en la presencia de *Ns. prayi* de la zona de *Ns. prayi*. Por su parte, *Sweetognathus?* sp. B representa un elemento cuyas características no coinciden con alguna otra

forma reportada anteriormente, pudiendo representar un estadio maduro o una forma aberrante de alguna especie (Figura 4.11.15). La presencia de costillas pustulosas dispuestas perpendicularmente al surco central en la parte anterior y radialmente en la parte posterior de este elemento, permite asociarlo preliminarmente al género *Sweetognathus*.

Los primeros estratos de la Formación Mina México corresponden con una secuencia de 6 m de espesor de rocas siliciclásticas no muestreadas en este trabajo. Sobreyaciendo la unidad anterior aparece un horizonte representado por la muestra 18SM-3 cuyo nivel presenta una potencia de 2.2 m. De este nivel se obtuvieron las especies *Sweetognathus subsymmetricus*, *Neostreptognathodus prayi*, *Neostreptognathodus* cf. *prayi* y un elemento juvenil del género *Meosogondolella*. La edad de este horizonte queda indicada por la coexistencia de *Sw. subsymmetricus* y *Ns. prayi* en la zona de *Ns. prayi* y la parte media-superior de la zona de *Sw. subsymmetricus*.

Las secuencias siliciclásticas aparecen una vez más en una sucesión de 59.6 m de espesor. Estos niveles no se muestrearon para fines de esta investigación.

El siguiente nivel carbonatado está indicado por la muestra 18SM-4 y posee un espesor de 5 m. Dentro de este intervalo únicamente se recuperaron algunos fragmentos de elementos ramiformes con señales de abrasión. Este intervalo no presenta algún indicador bioestratigráfico, por lo que su edad queda restringida por las relaciones que guarda este con los niveles inferiores y superiores.

El último horizonte que aparece dentro de esta sucesión está determinado por la muestra 18SM-5. Este intervalo posee una potencia de 8.9 m a partir del cual se obtuvieron las especies *Neostreptognathodus prayi* y *Sweetognathus subsymmetricus*. La edad de este intervalo queda asociada a la zona de *Ns. prayi* y a la parte media-superior de la zona de *Sw. subsymmetricus*.

Sobreyaciendo al nivel 18SM-5 aparecen las sucesiones siliciclásticas características de la Formación Mina México. Estos estratos no se incluyen en el estudio realizado pero quedan asociados a una edad de depósito no más antigua que el Kunguriano tardío.

Figura 4.11. Fotomicrografías de conodontos realizadas con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Los especímenes ilustrados representan el contenido fósil de la Sección Sierra Martínez 2. Todas las fotografías muestran la vista superior u oral de elementos Pa. La barra de escala indica 200 µm.

Especímenes 1-10. *Neostreptognathodus prayi*

1, 2, 6, 8, 9. Muestra 17SM-4

3, 4, 7. Muestra 17SM-5

5, 10. Muestra 18SM-3

Especímen 11. *Neostreptognathodus* aff. *Ns. prayi*

11. Muestra 18SM-5

Especímen 13-14. *Sweetognathus subsymmetricus*

13-14. Muestra 18SM-3

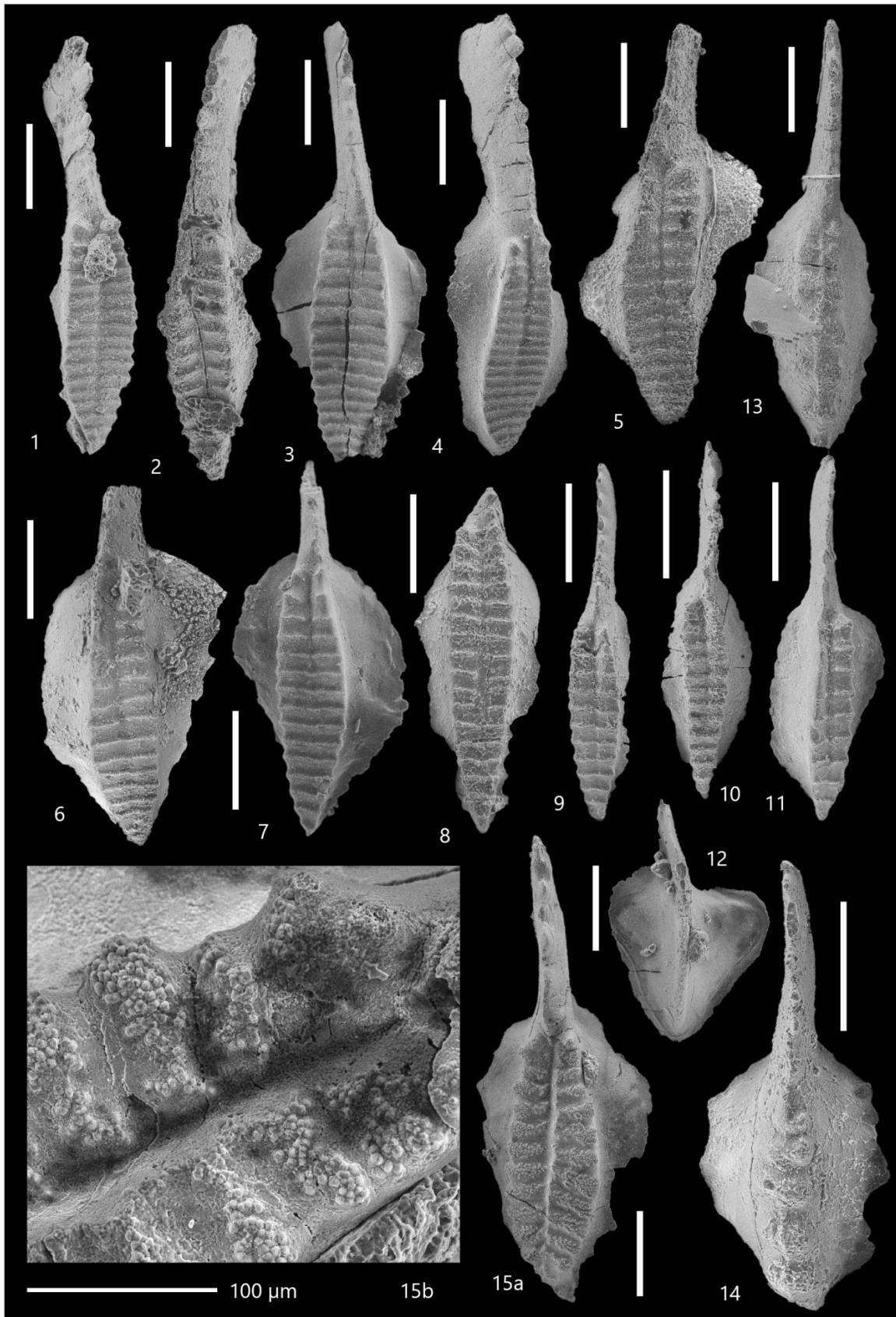
Especímen 12. *Pseudobindeodus angustus*

12. Muestra 17SM-5

Especímen 15. *Sweetognathus?* sp.

15. Muestra 17SM-5. 15b detalle de la ornamentación en pústulas

Figura 4.11



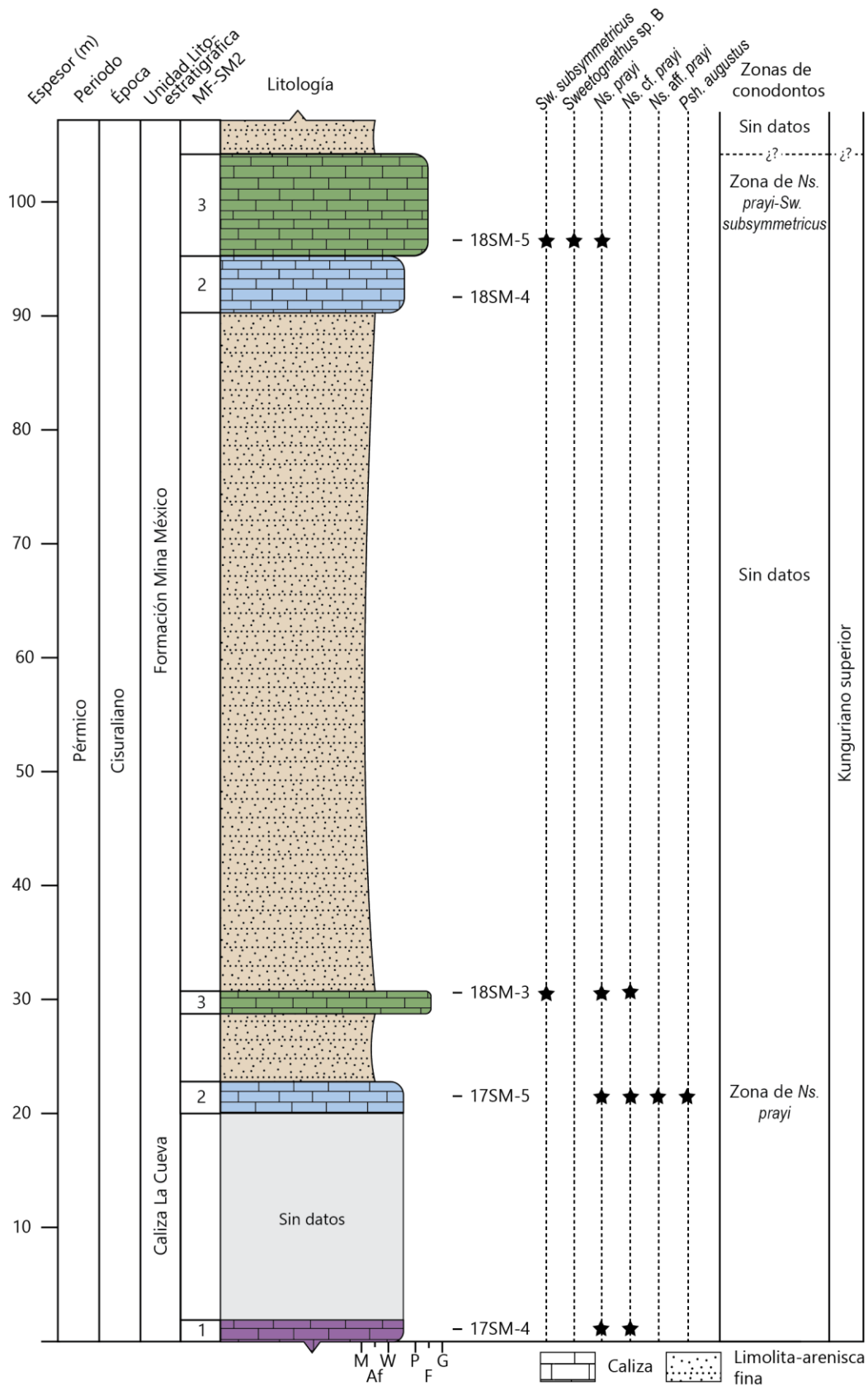


Figura 4.12. Columna estratigráfica representativa de la Sección Sierra Martínez 1 que muestra la distribución y biozonaciones de los conodontos reconocidos. Las microfacies se describen detalladamente en el apartado 4.2.4.

4.2. PETROGRAFÍA Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS

4.2.1. SECCIÓN LOS MONOS

El estudio de las microfácies de la Sección Los Monos (últimos 390 m de la Formación Monos, Guadalupiano) en el noroeste de Sonora, ha permitido identificar una serie de características sedimentológicas correspondientes con paleoambientes de una plataforma carbonatada bordeada, registrándose ambientes que van desde aguas abiertas de la plataforma interna hasta aguas profundas, relacionadas con la cuenca.

Cuatro microfácies (MF-LM-1 a MF-LM-4) han sido identificadas a lo largo de la sucesión estudiada, las cuales han resultado del análisis detallado de las características mineralógicas y paleontológicas observadas mediante láminas delgadas que permitieron relacionar la información obtenida con el modelo de microfácies estándar de Wilson (Flügel, 2010) (Figura 4.13).

- MF-LM-1. Wackestone arcilloso con abundantes espículas de esponja

Los granos de esta microfácies están representados por abundantes espículas monoxílicas de esponjas silíceas orientadas paralelamente al plano de estratificación, además de calciesferas y otros bioclastos recristalizados en menor proporción, incluidos en una matriz de calcita microcristalina con arcillas de color pardo oscuro. La diagénesis de esta facies está representada por escasos estilolitos y un fuerte fracturamiento, formando espacios que han sido rellenados por cristales de ortoesparita (Figura 4.14).

Interpretación paleoambiental

La asociación de facies MF-LM-1 está relacionada con depósitos de mares profundos o cuencas cratónicas profundas, correspondientes con la zona de facies FZ-1. La presencia de abundantes espículas de esponjas silíceas, además de calciesferas ampliamente esparcidas en una matriz arcillosa sugiere que la asociación se depositó en un ambiente de cuenca, donde la profundidad y ausencia de luz provocaban una disminución en la productividad primaria e imposibilitaban el asentamiento de otro tipo de biota. El acomodo paralelo al plano de estratificación de algunas espículas sugiere que el ambiente estuvo sometido a corrientes de fondo intermitentes. La presencia de materiales arcillosos y silíceos corrobora el desarrollo de esta asociación en una zona profunda de baja energía, donde la sedimentación de terrígenos finos es común (Flügel, 2010).

- MF-LM-2. Wackestone-Packstone bioturbado con abundantes espículas de esponja y otros bioclastos

Asociación caracterizada por presentar una matriz de calcita microcristalina de color gris oscuro, la cual contiene abundantes espículas monoxílicas de esponjas silíceas, abundantes placas de crinoideos, frecuentes espinas y fragmentos de braquiópodos bien conservados, y en menor cantidad, restos de briozoos y peloides. Otra característica de esta asociación es la presencia frecuente de bioturbación distribuida en toda la matriz de lodo microcristalino. Asimismo, se presenta dolomita

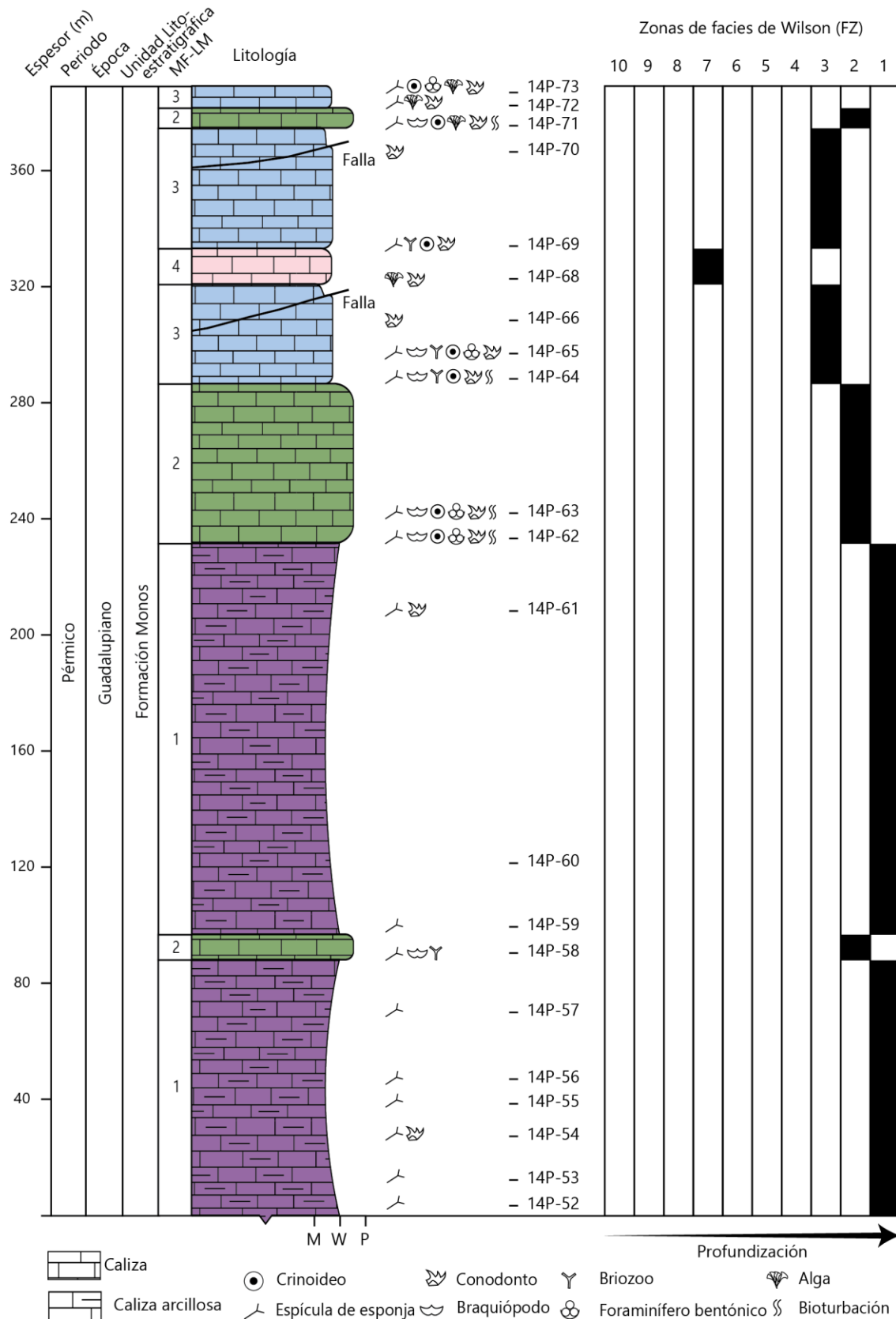


Figura 4.13. Columna estratigráfica representativa de la Sección Los Monos que muestra las microfacies y los ambientes sedimentarios reconocidos.

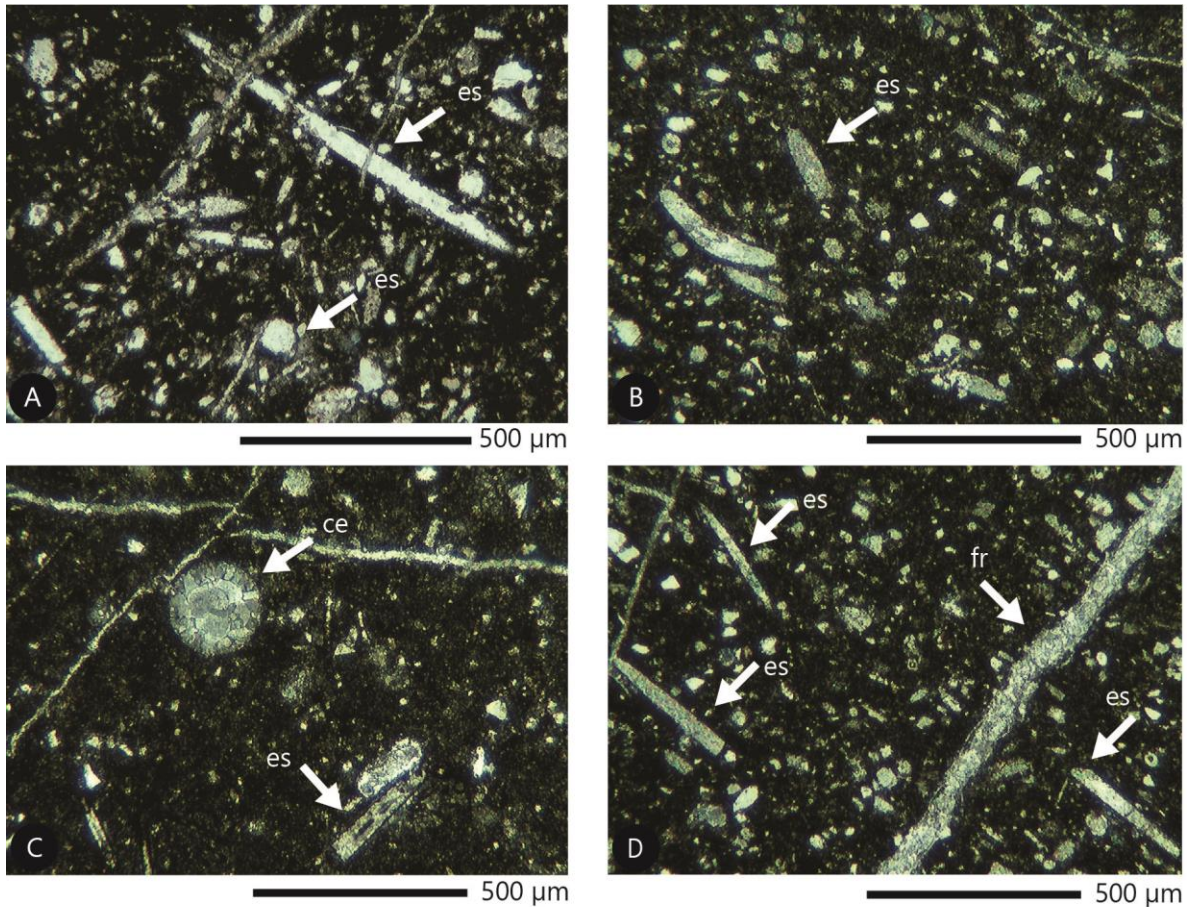


Figura 4.14. MF-LM-1. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. es: espícula de esponja, ce: calciesfera, fr: fractura obliterada.

euhedral de forma aislada, formando un mosaico porfirotópico. Se observan fracturas obliteradas por ortoesprita y algunos estilolitos (Figura 4.15).

Interpretación paleoambiental

El ambiente de depósito para la microfacies MF-LM-2 se ha asociado a un esquema de plataforma profunda, representado por la zona de facies FZ-2. Este medio sedimentario se caracteriza por poseer una profundidad que varía desde algunas decenas hasta unas centenas de metros, con buena oxigenación, buena circulación de aguas y salinidad normal. Se encuentra por debajo del nivel base del oleaje, aunque puede ser afectado intermitentemente por olas de tormenta. La presencia de abundantes bioclastos como espículas de esponjas, crinoideos, braquiópodos y briozoos son característicos de esta asociación, así como también el desarrollo frecuente de bioturbación y la presencia de peloides en la matriz de calcita microcristalina (Flügel, 2010).

- MF-LM-3. Wackestone con abundantes peloides y bioclastos

Los aloquímicos contenidos en esta asociación están representados por frecuentes litoclastos de formas subredondeadas, abundantes peloides, frecuentes fragmentos de equinodermos con

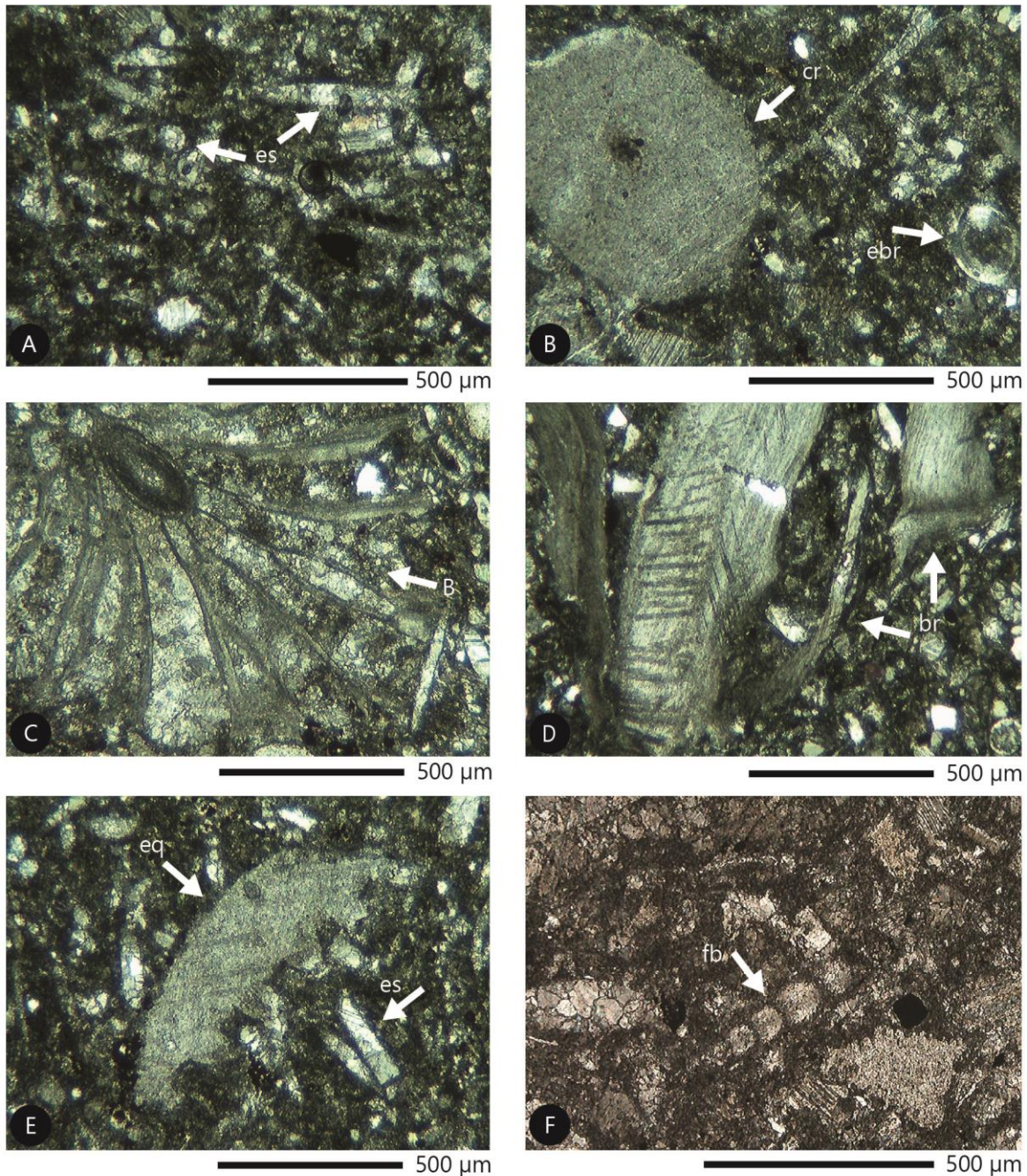


Figura 4.15. MF-LM-2. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. es: espícula de esponja, cr: crinoideo, ebr: espina de braquiópodo, br: braquiópodo, eq: placa de equinodermo, B: briozoo, fb: foraminífero bentónico.

indicios de abrasión además de briozoos y fragmentos de braquiópodos, escasas espículas monoxílicas de esponjas silíceas reemplazadas por calcita y foraminíferos bentónicos aislados. Los componentes están incrustados en una matriz de color gris claro, constituida por calcita microcristalina neomorfizada con escasa presencia de granos de cuarzo monocristalinos de tamaños cercanos a 50 µm. La diagénesis está representada por la presencia de abundantes estilolitos (Figura 4.16).

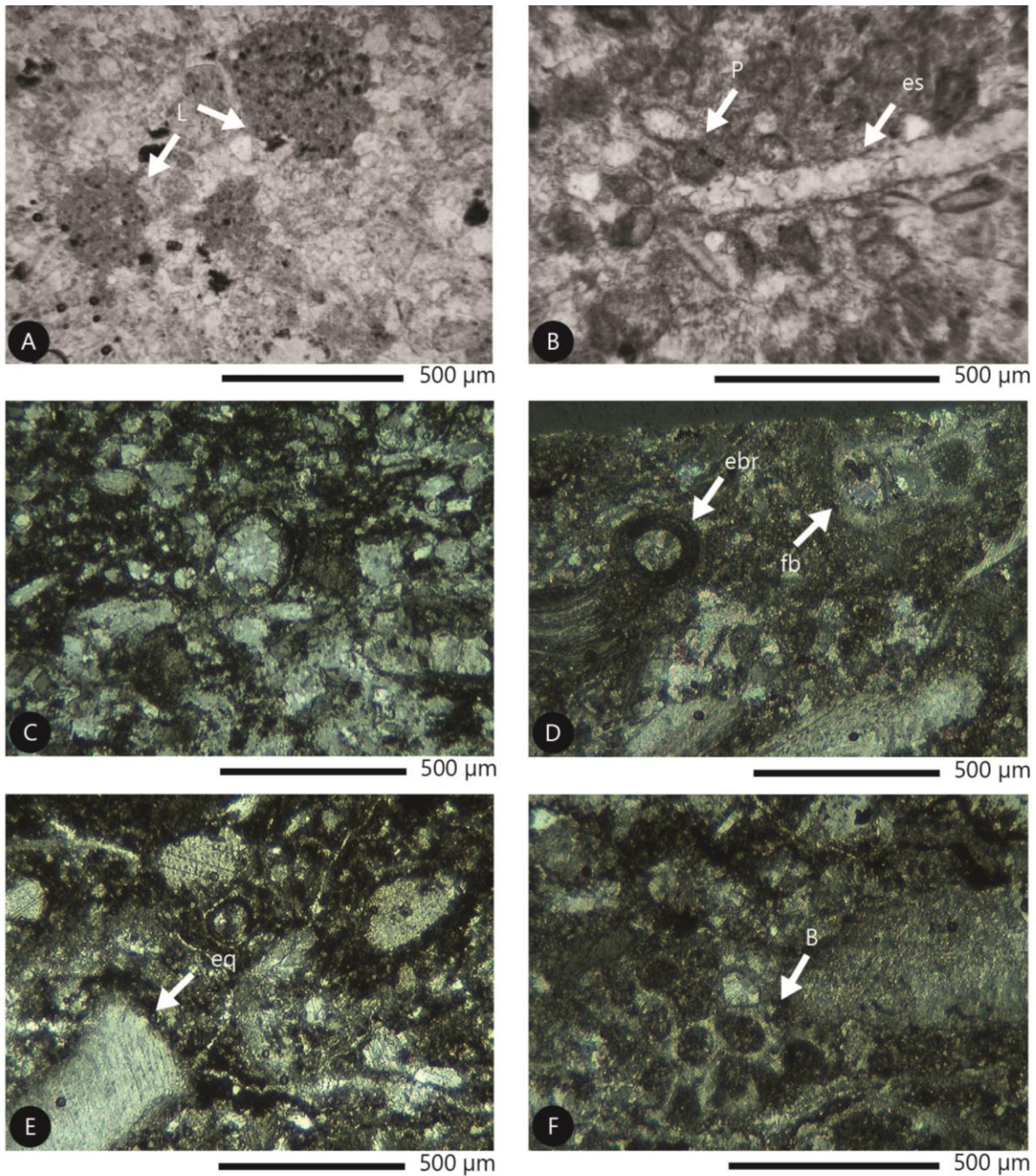


Figura 4.16. MF-LM-3. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. L: litoclasto, P: peloides, es: espícula de esponja, ebr: espina de braquiópodo, fb: foraminífero bentónico, eq: placa de equinodermo, B: briozoo.

Interpretación paleoambiental

En relación a la asociación MF-LM-3, se ha determinado un paleoambiente correspondiente con la zona de facies FZ-3 del pie del talud. Se caracteriza por una pendiente moderadamente inclinada debajo del nivel base de las olas, con profundidades que pueden ir de los 200 a los 300 m. En esta asociación se observa la presencia de espículas monoxílicas de esponjas silíceas, además de

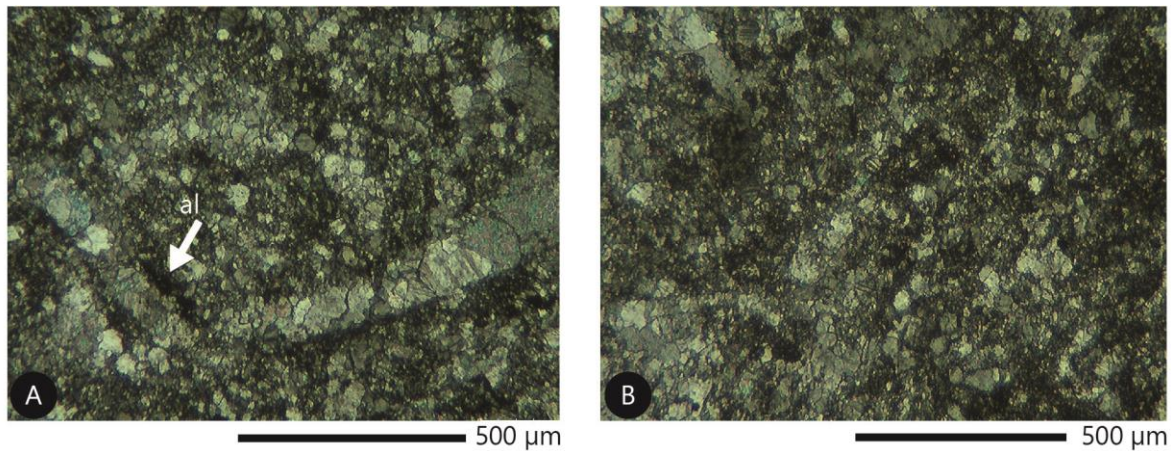


Figura 4.17. MF-LM-4. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. al: alga filodial. La foto B muestra la matriz parcialmente neomorfizada por diagénesis.

litoclastos, fragmentos aislados de equinodermos con abrasión y otros bioclastos, lo que indica un proceso de transporte desde ambientes de alta energía ubicados por encima del nivel base de las olas de tormenta. El contenido abundante de peloides dentro de la matriz de calcita microcristalina y la presencia de cuarzo monocristalino representando el aporte terrígeno son característicos de este esquema de sedimentación (Flügel, 2010).

o MF-LM-4. Wackestone con abundantes algas filodiales

Asociación con matriz de color pardo oscuro de calcita microcristalina neomorfizada y pobremente enriquecida con materia orgánica. Presenta una alta concentración de algas filodiales recrystalizadas y, en menor medida, bioclastos semejantes a valvas de invertebrados. La diagénesis está representada por frecuentes estilolitos (Figura 4.17).

Interpretación paleoambiental

Se considera que la asociación MF-LM-4 se desarrolló en un ambiente de aguas marinas abiertas, perteneciente a la zona de facies FZ-7, la cual estaba caracterizada por una alta concentración de algas filodiales y otros bioclastos. La abundancia de algas filodiales sugiere que se trataba de un medio de aguas agitadas de energía media dentro de la zona fótica y por debajo del nivel base del oleaje, con una salinidad normal y temperaturas correspondientes a latitudes bajas (Enpu *et al.*, 2007a). El empobrecimiento en materia orgánica de esta microfacies indica un medio con baja disponibilidad de nutrientes, característico de los ambientes de margen de plataforma dominados por estos organismos (Enpu *et al.*, 2007a, 2007b; 2012).

4.2.2. SECCIÓN LAS RASTRAS

Para la Sección Las Rastras, la cual abarca parte de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México, en Sonora central, se identificó una serie de paleoambientes que se ajustan al esquema de una plataforma carbonatada bordeada de acuerdo con el modelo de microfacies estándar de Wilson (Flügel, 2010). Dentro de este esquema, se reconocieron 7 microfacies (MF-LR-1 a MF-LR-

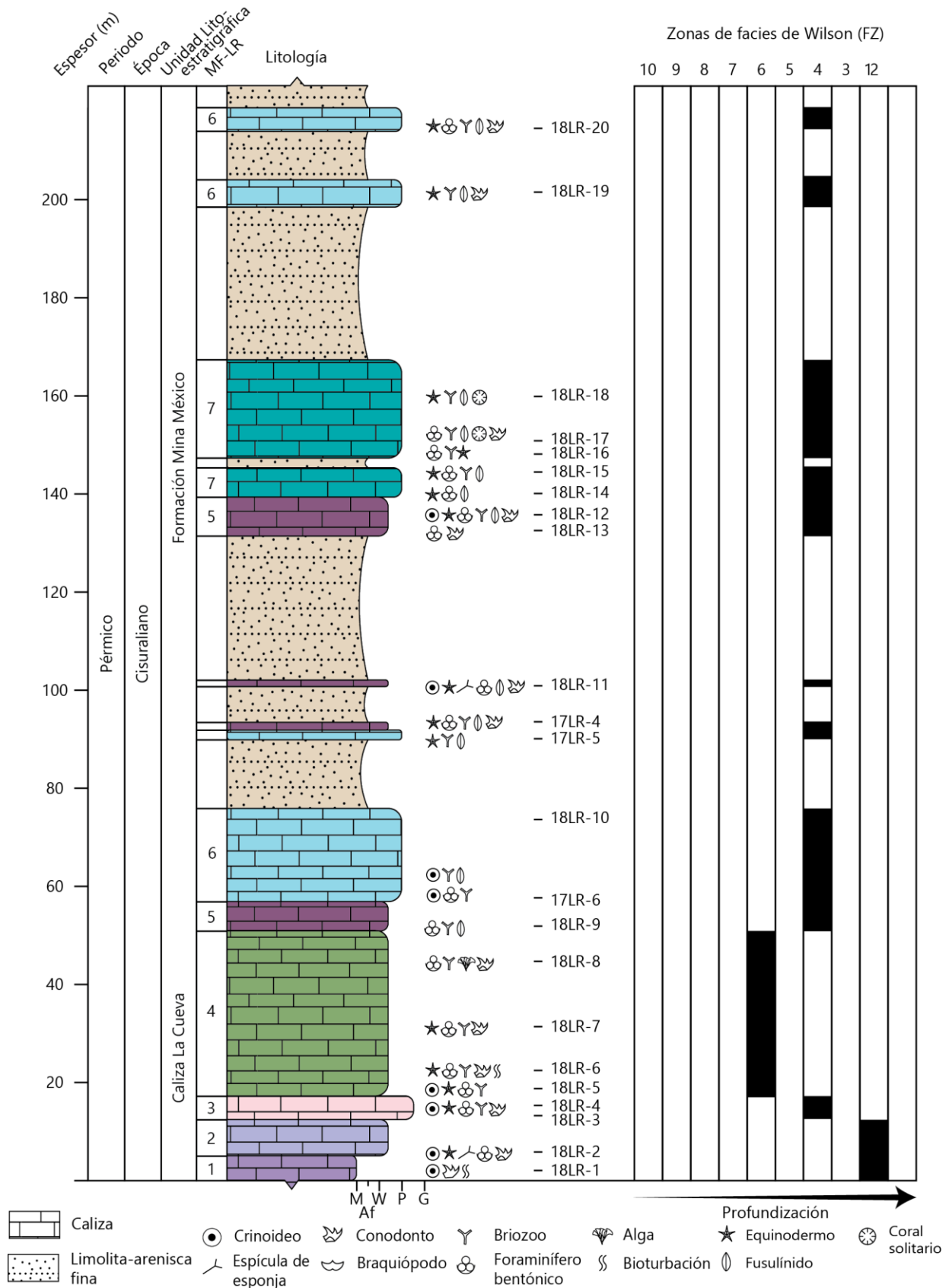


Figura 4.18. Columna estratigráfica representativa de la Sección Las Rastras que muestra las microfacies y los ambientes sedimentarios reconocidos.

7), las cuales se asociaron a distintos paleoambientes que van desde la zona de bancos de arenas marginales (FZ-6) hasta las zonas profundas de la plataforma (FZ-2), dentro de un régimen tectónico compresivo asociado a la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora (Poole *et al.*, 2005) (Figura 4.18).

- MF-LR-1. Mudstone con escasos bioclastos

Esta microfacies se caracteriza por una matriz de calcita microcristalina de color pardo oscuro ligeramente neomorfozada con concentraciones aisladas de materia orgánica y la presencia de escasa bioturbación. Los bioclastos están representados por escasas espinas de braquiópodos y placas columnares de crinoideos con señales de abrasión, además de algunos peloides esparcidos. En la muestra se observa fracturamiento frecuente obliterado por ortoesparita (Figura 4.19).

Interpretación paleoambiental

La MF-LR-1 se distingue por su escaso contenido biótico. No obstante, sus características resultaron suficientes para atribuirle un ambiente de depósito relacionado con la plataforma profunda de la zona de facies FZ-2 debido a la presencia de bioclastos retrabajados escasos, peloides y bioturbación. Estos elementos señalan que hubo una mezcla entre sedimentos autóctonos y sedimentos de grano fino erosionados y resedimentados dentro de este paleoambiente (Flügel, 2010). La zona de plataforma profunda se caracteriza por presentar una oxigenación y salinidad normal, además de una buena circulación marina. Alcanza profundidades distintas que pueden variar desde unas decenas hasta algunas centenas de metros y se puede localizar dentro de la zona fótica o justo por debajo de ella (Wilson, 1975).

- MF-LR-2. Wackestone-Packstone con abundantes peloides

Asociación compuesta por una matriz de calcita microcristalina de color gris oscuro rica en materia orgánica. Esta microfacies presenta abundantes peloides uniformemente esparcidos, además de restos de equinodermos con señales de desgaste, placas columnares de crinoideos ocasionalmente bien preservadas y espículas monoxílicas de esponja en menor proporción. Las espinas y cortes de braquiópodos, foraminíferos bentónicos e intraclastos están pobremente representados. Algunos de los aloquímicos muestran una aparente alineación como producto de corrientes de fondo, además de la presencia de niveles arenosos identificables a nivel de afloramiento (Figura 4.20).

Interpretación paleoambiental

La asociación de microfacies MF-LR-2 se ha relacionado a un paleoambiente de plataforma profunda representado por la zona de facies FZ-2. Este paleoambiente se caracterizó por poseer una profundidad de unas decenas a algunas centenas de metros, con salinidad normal, buena circulación marina y dentro, o justo por debajo de la zona fótica, afectado solamente por las olas de tormentas extremas (Flügel, 2010). La abundancia de peloides dentro de esta asociación junto con la presencia de restos de equinodermos con y sin señales de desgaste, además de otros detritos de origen biológico, indican remoción de elementos alóctonos desde zonas más productivas en las áreas de bancos marginales y zonas arrecifales hacia ambientes profundos de baja energía.

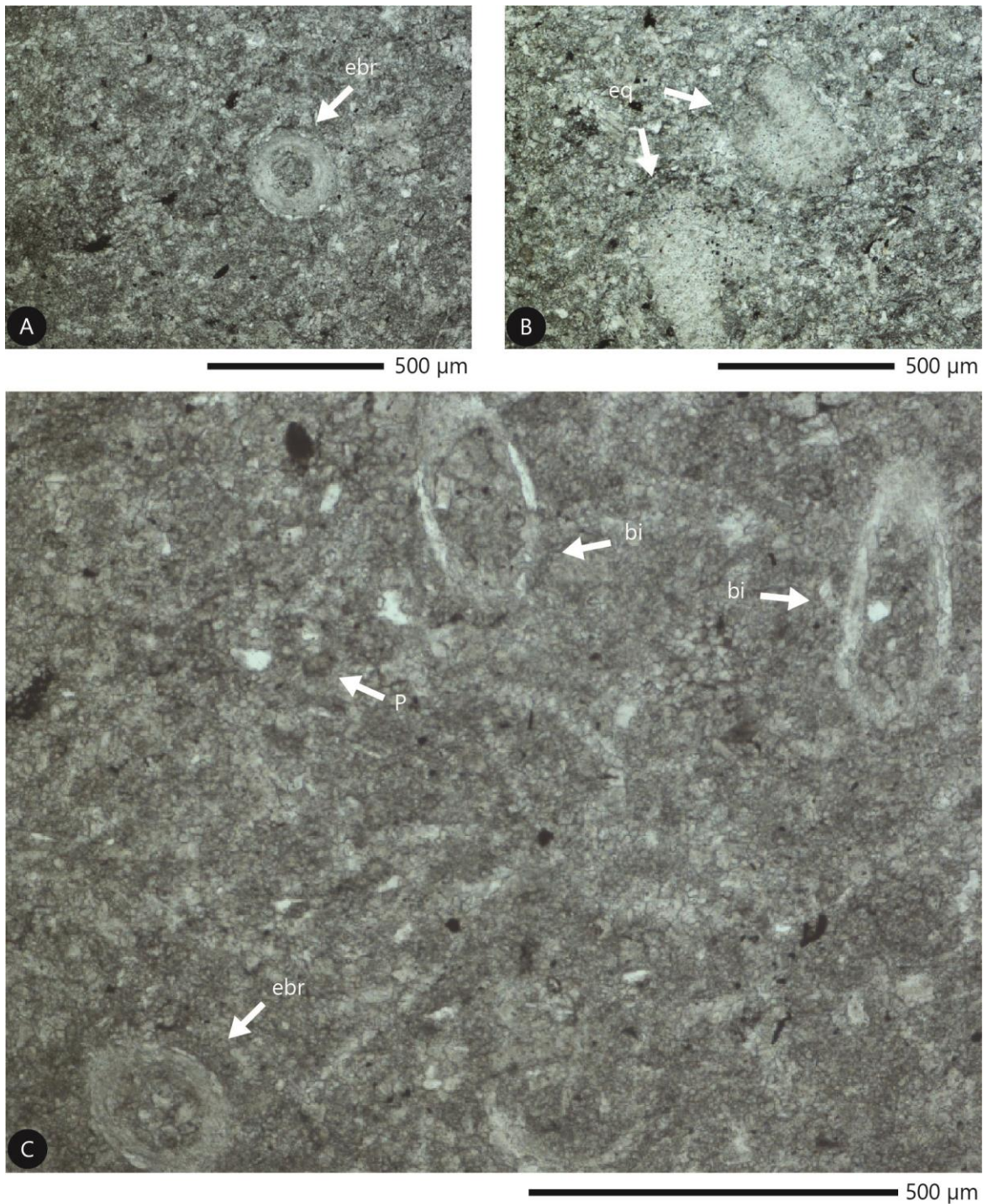


Figura 4.19. MF-LR-1. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. ebr: espina de braquiópodo, eq: placa de equinodermo, bi: bioturbación, P: peloide.

○ MF-LR-3. Packstone-Grainstone con abundantes placas columnares de crinoideos

Esta asociación se caracteriza por presentar una matriz de calcita microcristalina de color pardo a gris oscuro neomorfizada por efectos de la diagénesis. Los granos que constituyen esta asociación, algunos de los cuales presentan signos de abrasión, están representados por abundantes

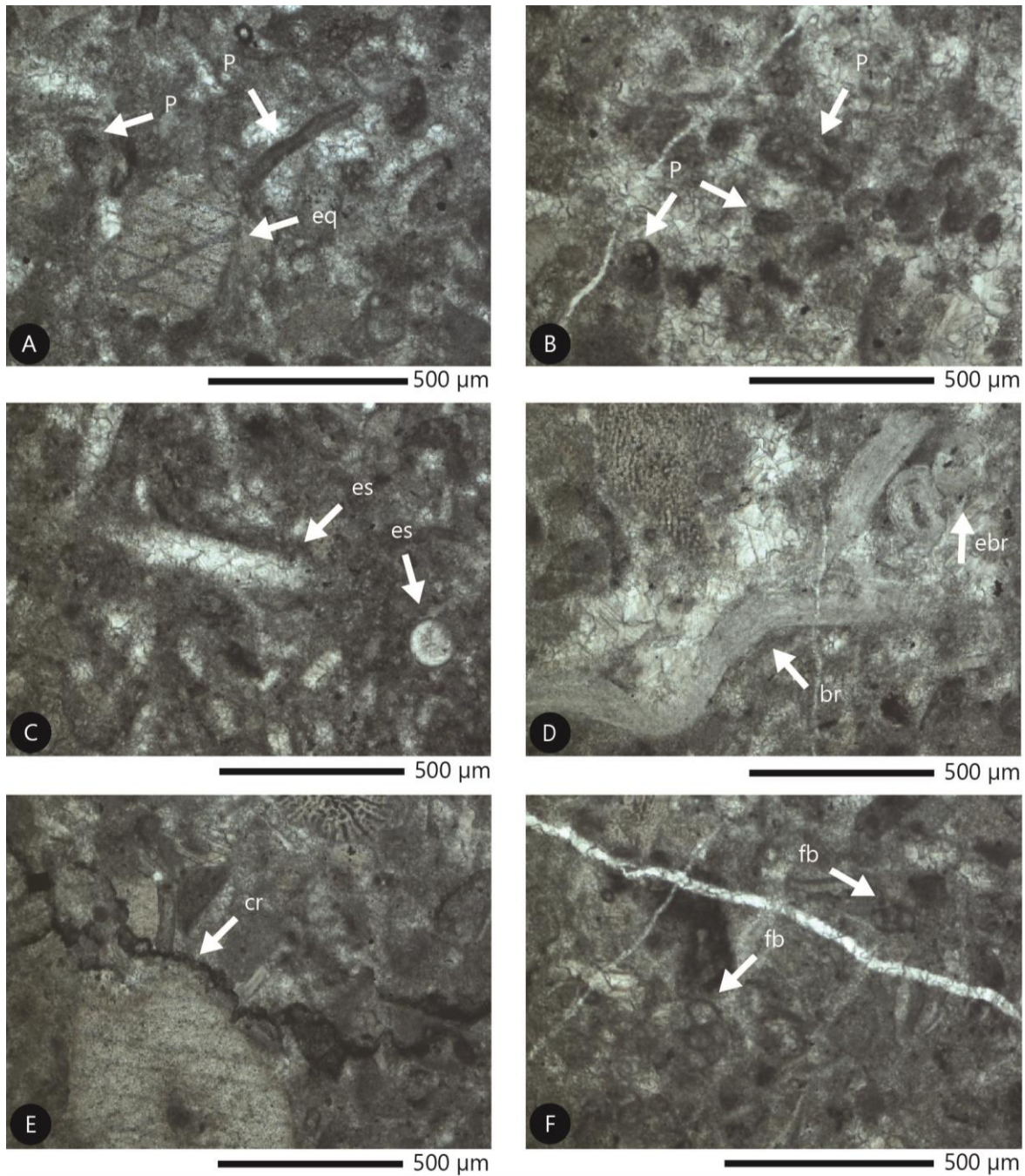


Figura 4.20. MF-LR-2. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. P: peloides, eq: placa de equinodermo, es: espícula de esponja, ebr: espina de braquiópodo, br: braquiópodo, cr: crinoideo, fb: foraminífero bentónico.

placas columnares de crinoideos, frecuentes fragmentos de braquiópodos, briozoos, foraminíferos bentónicos, ooides, además de algunos intraclastos. En esta microfacies se observa un fracturamiento aislado obliterado por cristales de ortoesparita (Figura 4.21).

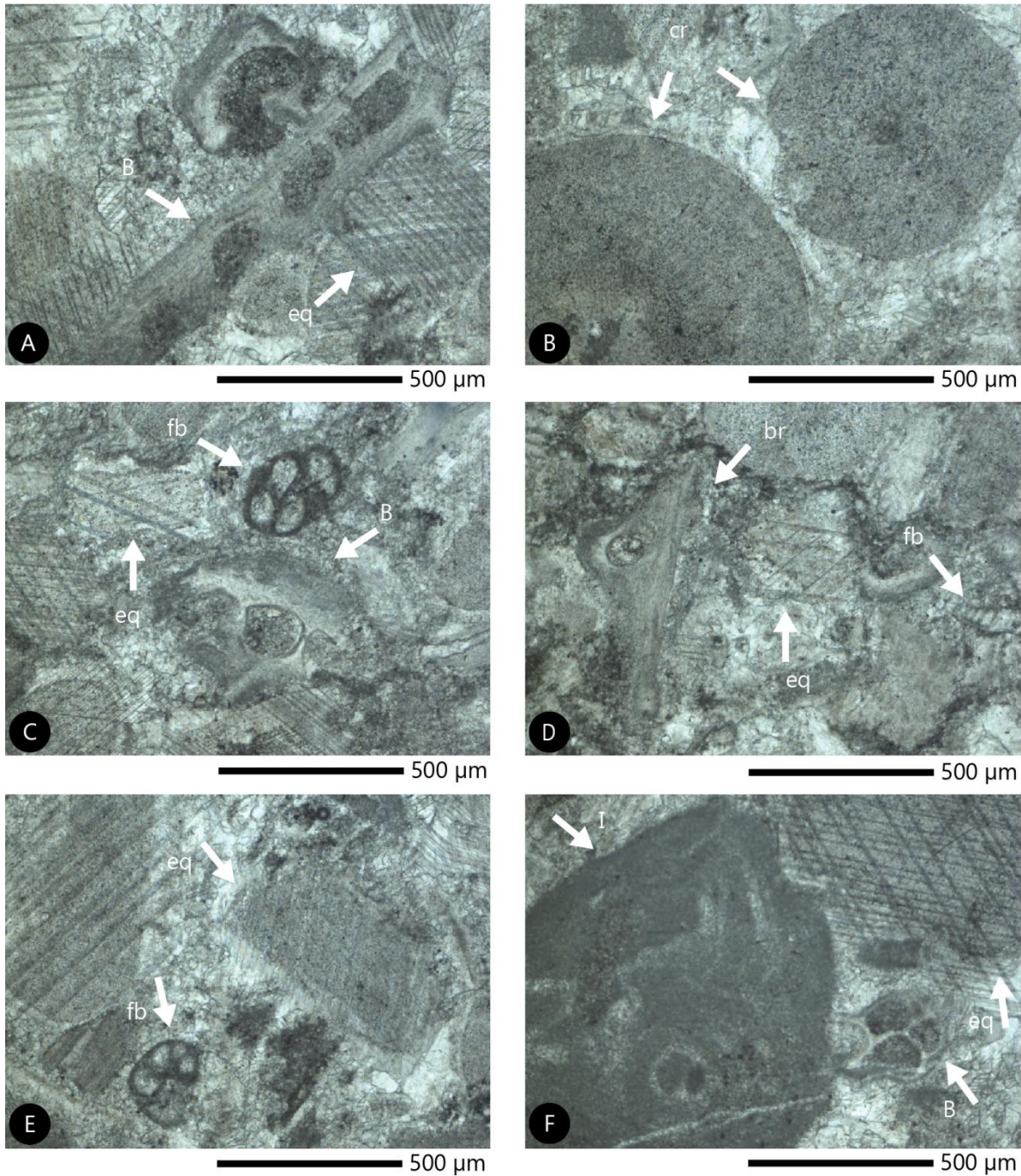


Figura 4.21. MF-LR-3. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. B: briozoo, eq: placa de equinodermo, cr: crinoideo, br: braquiópodo, fb: foraminífero bentónico, I: intraclasto.

Interpretación paleoambiental

En correspondencia con la MF-LR-3 se ha identificado un ambiente de depósito de talud en la zona de facies FZ-4, el cual se encuentra sobre el límite inferior del agua oxigenada y sobre el nivel base de las olas. La batimetría de este ambiente se caracteriza por presentar una pendiente de unos cuantos grados hasta ser casi vertical, lo que vuelve a estos depósitos inestables y susceptibles a la

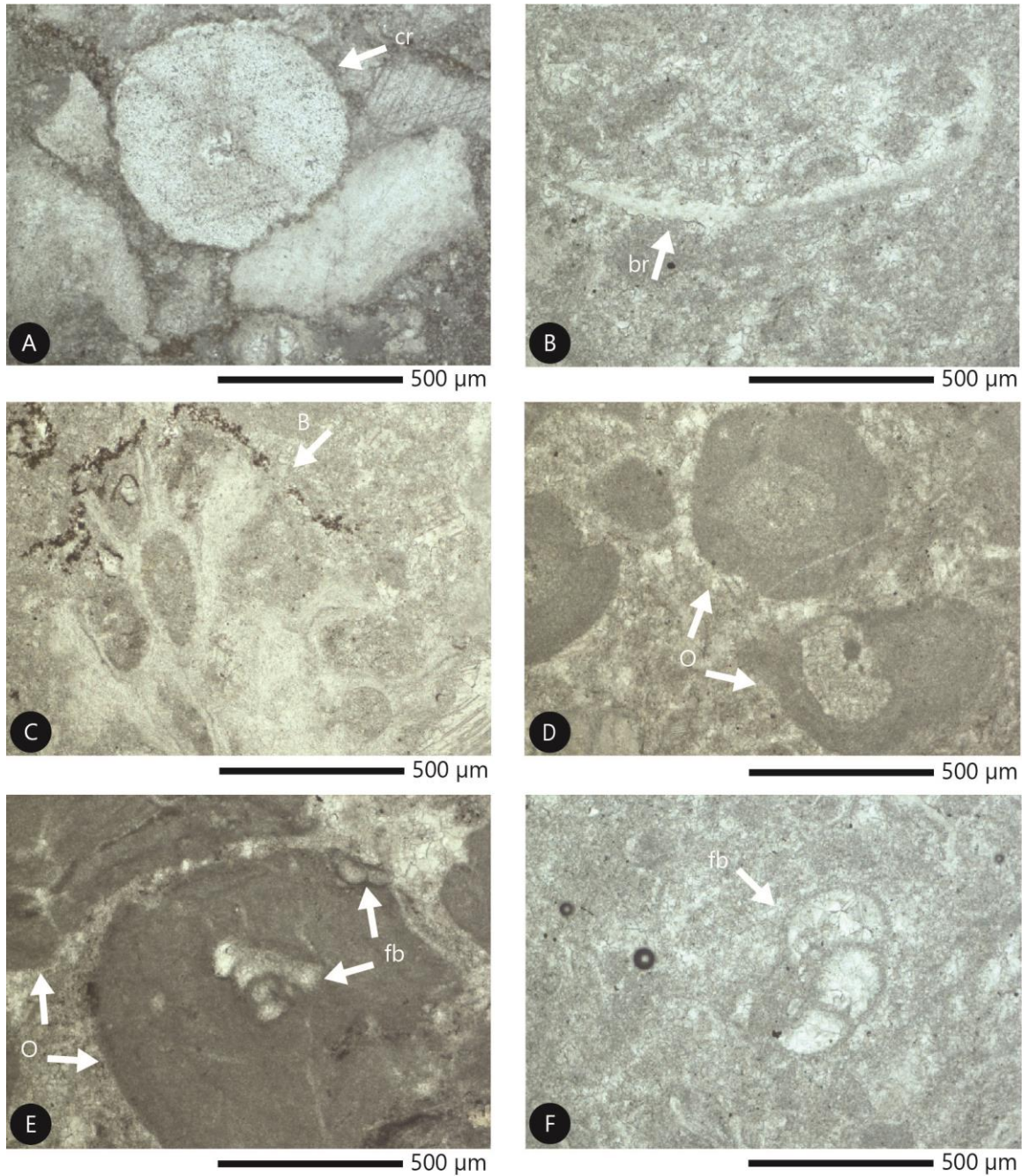


Figura 4.22. MF-LR-4. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. cr: crinoideo, br: braquiópodo, B: briozoo, O: ooide, fb: foraminífero bentónico.

resedimentación (Wilson, 1975). Los signos de abrasión presentes en algunos de los bioclastos que constituyen esta asociación son una evidencia del alto nivel energético del ambiente, presentándose una removilización de los sedimentos generados en los ambientes más someros de la plataforma.

○ MF-LR-4. Wackestone-Packstone bioclástico con abundantes ooides

Microfacies compuesta por un contenido de aloquímicos representado por abundantes ooides, abundantes restos de equinodermos, algunos de los cuales se presentan como placas columnares de crinoideos articuladas, frecuentes briozoos y foraminíferos bentónicos, y escasos cortes de braquiópodos, intraclastos y peloides incrustados en una matriz de calcita microcristalina de color gris a marrón oscuro medianamente rica en materia orgánica. Presenta rastros aislados de bioturbación y de algas filodiales. La diagénesis está presente como fracturas aisladas obliteradas por cristales de ortoesparita (Figura 4.22).

Interpretación paleoambiental

La zona de facies FZ-6 representa la zona de bancos de arenas del margen de plataforma, y ha sido asociada a la MF-LR-4. En este ambiente de depósito predominan los bancos de arena, las barras de marea y las playas. El ambiente pudo estar sometido a una fuerte influencia del oleaje y las corrientes de marea, sugerido por la presencia de abundantes sedimentos bioclásticos recubiertos de calcita microcristalina, como fragmentos de equinodermos, braquiópodos, briozoos y foraminíferos bentónicos, además de ooides y peloides (Flügel, 2010). La biota presente en esta microfacies es indicativa de un ambiente de salinidad normal, transportada y concentrada en los ambientes de bancos marginales de la plataforma.

○ MF-LR-5. Packstone-Grainstone con abundantes fusulínidos y crinoideos

Microfacies representada por flujos de detritos carbonatados que presentan abundantes fusulínidos y placas columnares de crinoideos, frecuentes foraminíferos bentónicos y peloides, escasos ooides y fragmentos de braquiópodos, briozoos e intraclastos como componentes traza. Estos aloquímicos se presentan dentro de una matriz de calcita microcristalina de color gris a marrón oscuro con escaso contenido de materia orgánica. La diagénesis está representada por un fracturamiento aislado obliterado por ortoesparita (Figura 4.23).

Interpretación paleoambiental

Las asociaciones de organismos correspondientes con la MF-LR-5 se relacionan con un paleoambiente de aguas marinas abiertas perteneciente a la FZ-7. Los depósitos formados bajo este esquema, se caracterizan por presentar condiciones de salinidad y temperatura normales dentro de la zona fótica y sobre el nivel base del oleaje. En estos ambientes, los cuales presentan un relativo aislamiento del océano debido a la presencia de barras de arena o barreras arrecifales, es común la presencia de sedimentos detríticos cuando se ubican en plataformas de márgenes pasivos, y de organismos característicos de ambientes productivos de aguas someras como algas, foraminíferos y algunos parches arrecifales. La presencia de granos carbonatados transportados por acción de las olas y corrientes de mareas es común, sobre todo desde zonas más energéticas como la zona de barras de arena (Flügel, 2010). Por su parte, el contenido abundante de fusulínidos y otros foraminíferos asociados con restos de algas filodiales y crinoideos, corroboran la interpretación del ambiente (Boudagher-Fadel, 2008). No obstante, dadas algunas características sedimentológicas observadas en

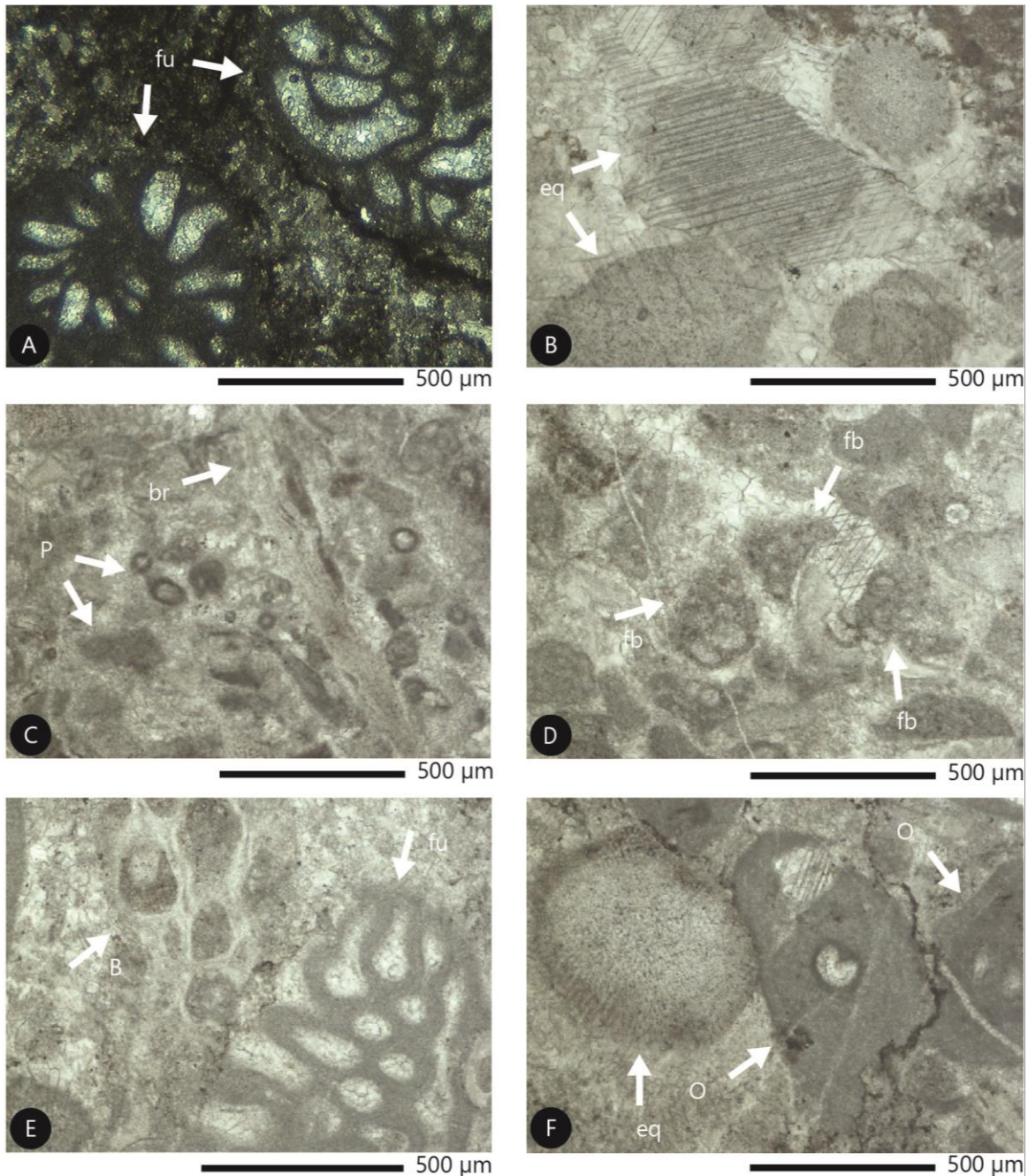


Figura 4.23. MF-LR-5. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. fu: fusulínido, eq: placa de equinodermo, br: braquiópodo, P: peloides, fb: foraminífero bentónico, B: briozoo, O: ooide.

sus afloramientos como estratificación masiva, grandes intraclastos, pobre clasificación y ausencia de una estructura preferencial de depósito, estos depósitos se han interpretado en campo como flujos de detritos como producto de la remoción del sedimento formado en ambientes de aguas marinas abiertas (FZ-7) y redepositados en zonas más profundas de la plataforma, como puede ser el talud en la FZ-4 (Flügel, 2010). Dado la buena preservación de los granos de esta microfacies se puede interpretar un corto transporte de los sedimentos, depositándose en zonas cercanas a la fuente de origen.

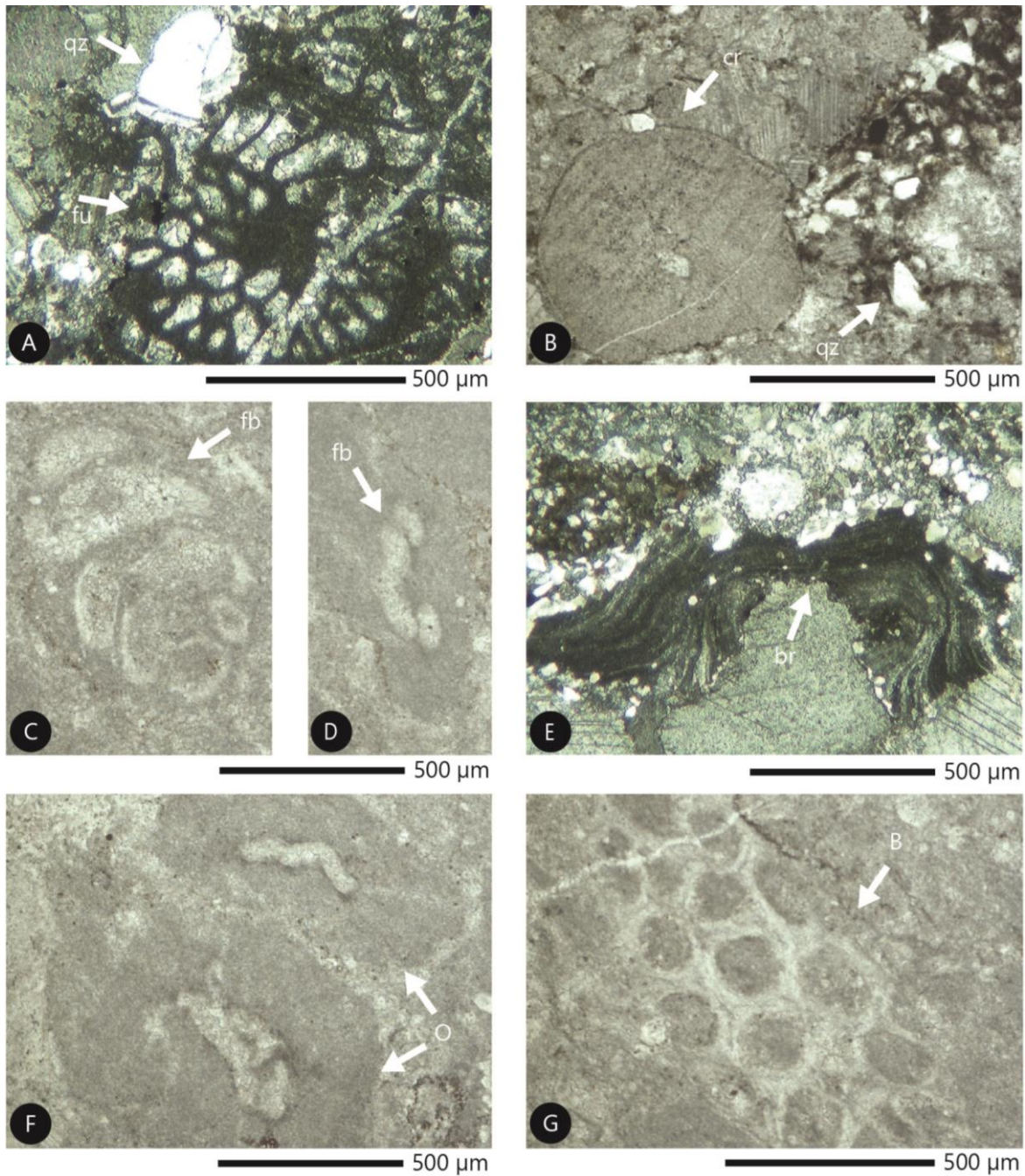


Figura 4.24. MF-LR-6. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. fu: fusulínido, qz: aporte terrígeno-cuarzo, cr: crinoideo, fb: foraminífero bentónico, br: braquiópodo, O: ooide, B: briozoo.

o MF-LR-6. Packstone-Grainstone con bioclastos retrabajados y terrígenos

Flujo de detritos carbonatados caracterizado por una matriz de calcita microcristalina neomorfizada de color gris. Los granos que constituyen esta microfacies son numerosos fusulínidos y crinoideos, frecuentes briozoos y restos de equinodermos, escasos ooides y aislados foraminíferos bentónicos y peloides, que en general, presentan señales de abrasión. Sumado a lo anterior, se observa un abundante contenido de granos de origen terrígeno representados por cuarzo

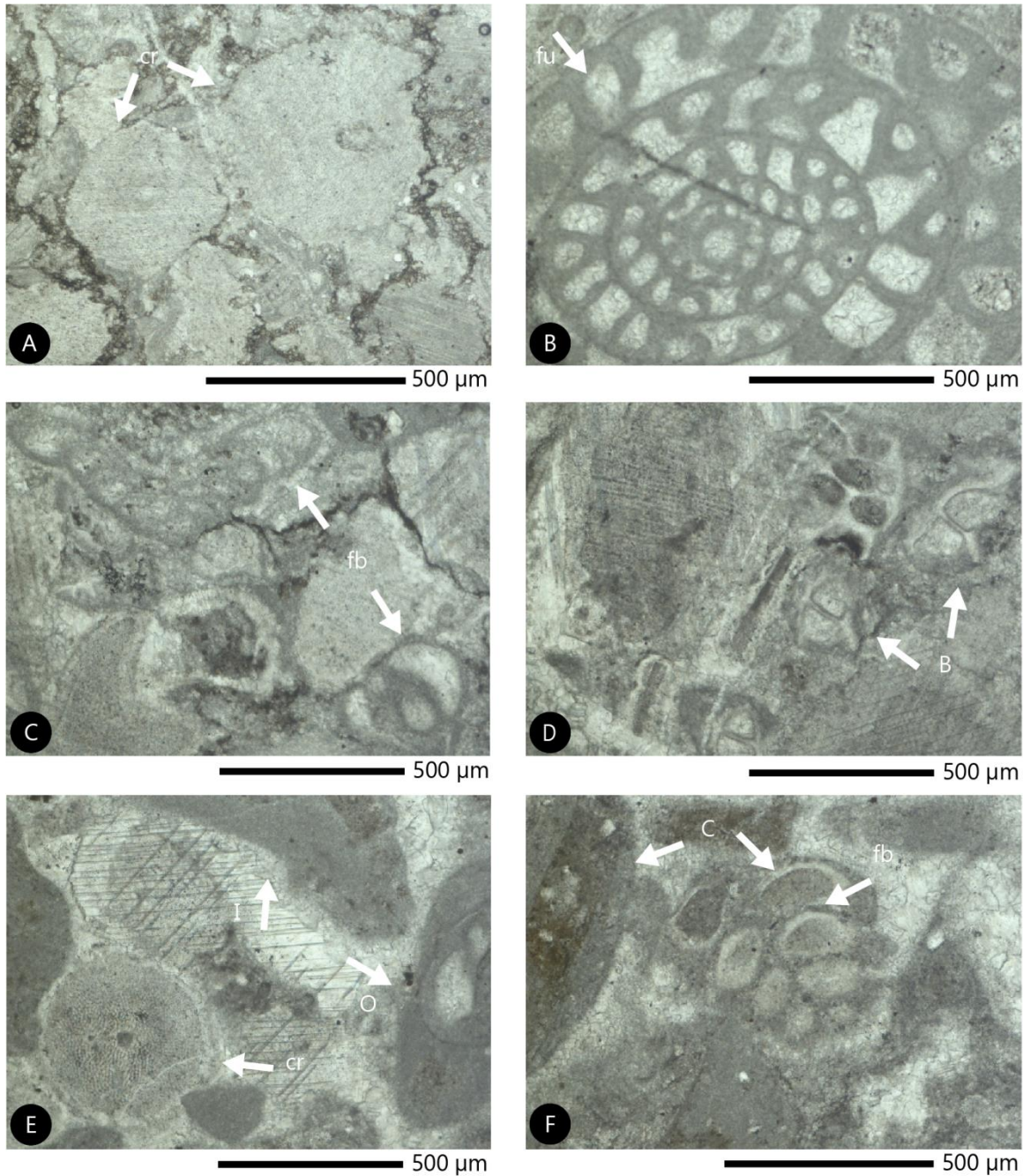


Figura 4.25. MF-LR-7. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. cr: crinoideo, fu: fusulínido, fb: foraminífero bentónico, B: briozoo, I: intraclasto, O: ooide C: cortoide.

monocristalino bien redondeado. Se observa un fracturamiento frecuente obliterado por calcita y la presencia de estilolitos frecuentes (Figura 4.24).

Interpretación paleoambiental

La asociación MF-LR-6 ha sido interpretada como una serie de flujos de detritos carbonatados depositados dentro de un ambiente de talud que corresponde con la zona de facies FZ-

4. Este paleoambiente se caracteriza por los depósitos alóctonos de sedimentos derivados de las zonas arrecifales y de los bancos de arenas marginales. La presencia de abundantes restos de fusulínidos raídos, característicos de ambientes someros y asociados a otros organismos como algas, crinoideos y briozoos, apunta al origen alóctono de los bioclastos, derivados de las zonas arrecifales (Boudagher-Fadel, 2008). Asimismo, la ausencia de organismos en posición de crecimiento o del desarrollo de bioconstrucciones, permite suponer la correspondencia con este ambiente sedimentario. Dado el buen grado de preservación de algunos de los bioclastos y el tamaño de los granos de esta facies, se puede suponer una posición del depósito cercana a la fuente de origen. De igual forma, se observan abundantes granos de origen terrígeno que son frecuentemente acumulados en los bordes de la plataforma por acción de las mareas y el oleaje, y removilizados a ambientes de mayor profundidad (Flügel, 2010).

○ MF-LR-7. Packstone-Grainstone con bioclastos raídos

Flujo de detritos carbonatados que se distingue por presentar una matriz de calcita microcristalina de color gris oscuro con un contenido abundante de fragmentos de equinodermos y algunos crinoideos, frecuentes fusulínidos, foraminíferos bentónicos y briozoos; frecuentes ooides, peloides y cortoides, además de algunos fragmentos de braquiópodos, algas filodiales y corales, todos ellos con señales de abrasión. Algunos de los granos que componen esta asociación presentan un recubrimiento de calcita microcristalina. La diagénesis se representa por la presencia frecuente de fracturas obliteradas por ortoesparita (Figura 4.25).

Interpretación paleoambiental

La mezcla de sedimentos observada en esta facies permite ubicar a la MF-LR-7 dentro de un ambiente correspondiente ubicado entre FZ-6 y FZ-7, es decir entre la zona de aguas marinas abiertas y la zona de bancos de arena marginales. Sin embargo, las características sedimentológicas presentes en algunos de los afloramientos correspondientes con la MF-LR-7 han permitido interpretar estos depósitos como el resultado de flujos de detritos carbonatados depositados en zonas más profundas, posiblemente el talud. Este cuadro de sedimentación incluye abundantes organismos de zonas o parches arrecifales, tal como algunos fusulínidos, briozoos, crinoideos, algas filodiales y corales, así como aloquímicos no esqueletales formados por la acción del oleaje en las zonas de barras de arena marginales, como ooides, peloides, intraclastos redondeados; observando la presencia de un recubrimiento de calcita microcristalina en algunos bioclastos (Flügel, 2010). La abrasión conservada en algunos de los bioclastos, principalmente en equinodermos y algunos crinoideos, indica una fuerte influencia de las mareas y del oleaje típico en la FZ-6. El ambiente correspondiente con la MF-LR-7 se caracteriza por estar dentro de la zona fótica y sobre el nivel base del oleaje con una circulación marina de moderada a buena (Flügel, 2010). El grado de preservación en los bioclastos presentes conducen a suponer una corta distancia entre la fuente de los sedimentos en los ambientes someros de la plataforma y su depósito final en las zonas más profundas.

4.2.3. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 1

En el área de la Sierra Martínez se levantó la sección Sección Sierra Martínez 1 (SSM-1) que abarca parte de los estratos de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México. Esta sucesión fue analizada desde el punto de vista petrográfico, determinándose una serie de ambientes que se adecúan al esquema de una plataforma carbonatada bordeada. Para la SSM-1 se reconocieron 4 asociaciones de facies (MF-SM1-1 a MF-SM2-4) las cuales fueron correlacionadas con una serie de paleoambientes que van desde la zona de bancos de arena marginales hasta el pie del talud de acuerdo con el esquema de microfacies estándar de Wilson (Flügel, 2010) (Figura 4.26).

- MF-SM1-1. Packstone con abundantes ooides y bioclastos recubiertos de calcita microcristalina

Esta asociación de microfacies está compuesta de una matriz de calcita microcristalina de color gris oscuro que incluye abundantes ooides y bioclastos que muestran un recubrimiento externo de lodos carbonatados. Otros componentes de la asociación la constituyen abundantes intraclastos, peloides y briozoos, frecuentes placas columnares de crinoideos, algunos con señales de abrasión, y foraminíferos bentónicos, entre los cuales se destacan especímenes de los géneros *Deckerella* y *Climacamina*, además de escasas algas gimnocodáceas y fragmentos de braquiópodos aislados. Los efectos de la diagénesis están evidenciados por algunas fracturas rellenas de ortoesparita (Figura 4.27).

Interpretación paleoambiental

La asociación MF-SM1-1 ha sido asignada a la zona de facies FZ-6, la cual representa el depósito de bancos de arenas del margen de plataforma. En este ambiente de depósito predominan condiciones propias del margen exterior de la plataforma, es decir, una fuerte influencia de las corrientes de marea dentro de la zona fótica y sobre el nivel base del oleaje. El desarrollo de ooides y bioclastos con cubiertas de lodos calcáreos, junto con la presencia de terrígenos son indicativos de medios energéticos de intensidad media-alta (Flügel, 2010). La abundancia de biota fósil en esta asociación, como los crinoideos, se puede deber principalmente a la erosión de los bancos arrecifales, que durante el Pérmico estuvieron caracterizados principalmente por la presencia de briozoos y algas calcáreas (Kawamura y Machiyama, 1995).

- MF-SM1-2. Wackestone-Packstone con abundantes espículas de esponja y otros bioclastos raídos

Flujo de detritos carbonatados caracterizado por la presencia de una matriz de calcita microcristalina de color gris oscuro con la presencia de bioclastos raídos. Los aloquímicos de esta asociación están representados por abundantes espículas de esponjas y fragmentos de equinodermos, frecuentes fusulínidos con diferentes grados de abrasión y frecuentes peloides, además de restos de

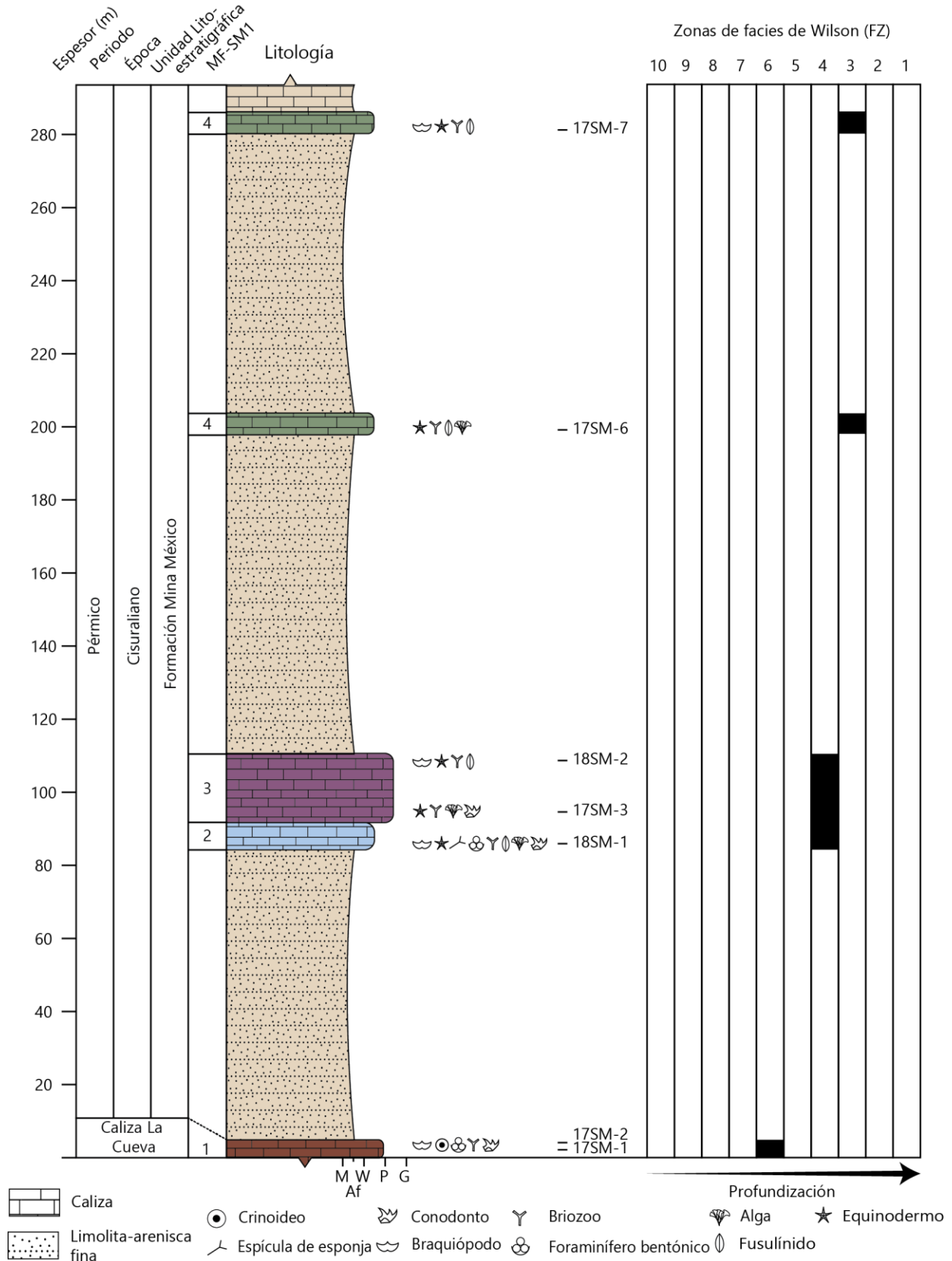


Figura 4.26. Columna estratigráfica representativa de la Sección Sierra Martínez 1 que muestra las microfacies y los ambientes sedimentarios reconocidos.

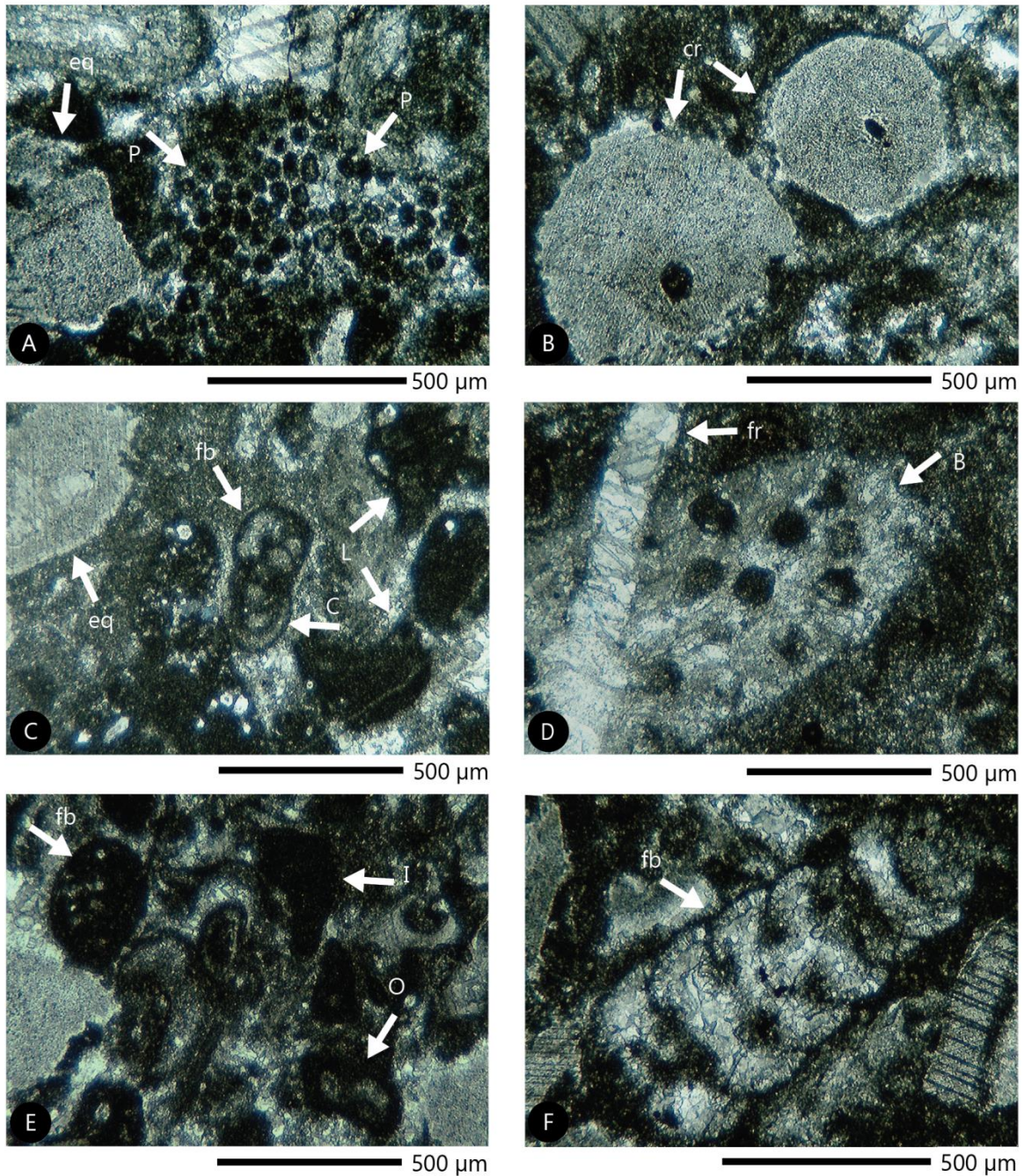


Figura 4.27. MF-SM1-1. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. eq: placa de equinodermo, P: peloides, cr: crinoideo, fb: foraminífero bentónico, C: cortoide, fr: fractura obliterada por calcita, B: briozoo, I: intraclasto, O: ooide.

braquiópodos y briozoos escasos, foraminíferos uniseriales y intraclastos con algunos posibles ooides y cortoides aislados junto con otros bioclastos no identificados. La diagénesis está representada por el desarrollo aislado de estilolitas (Figura 4.28).

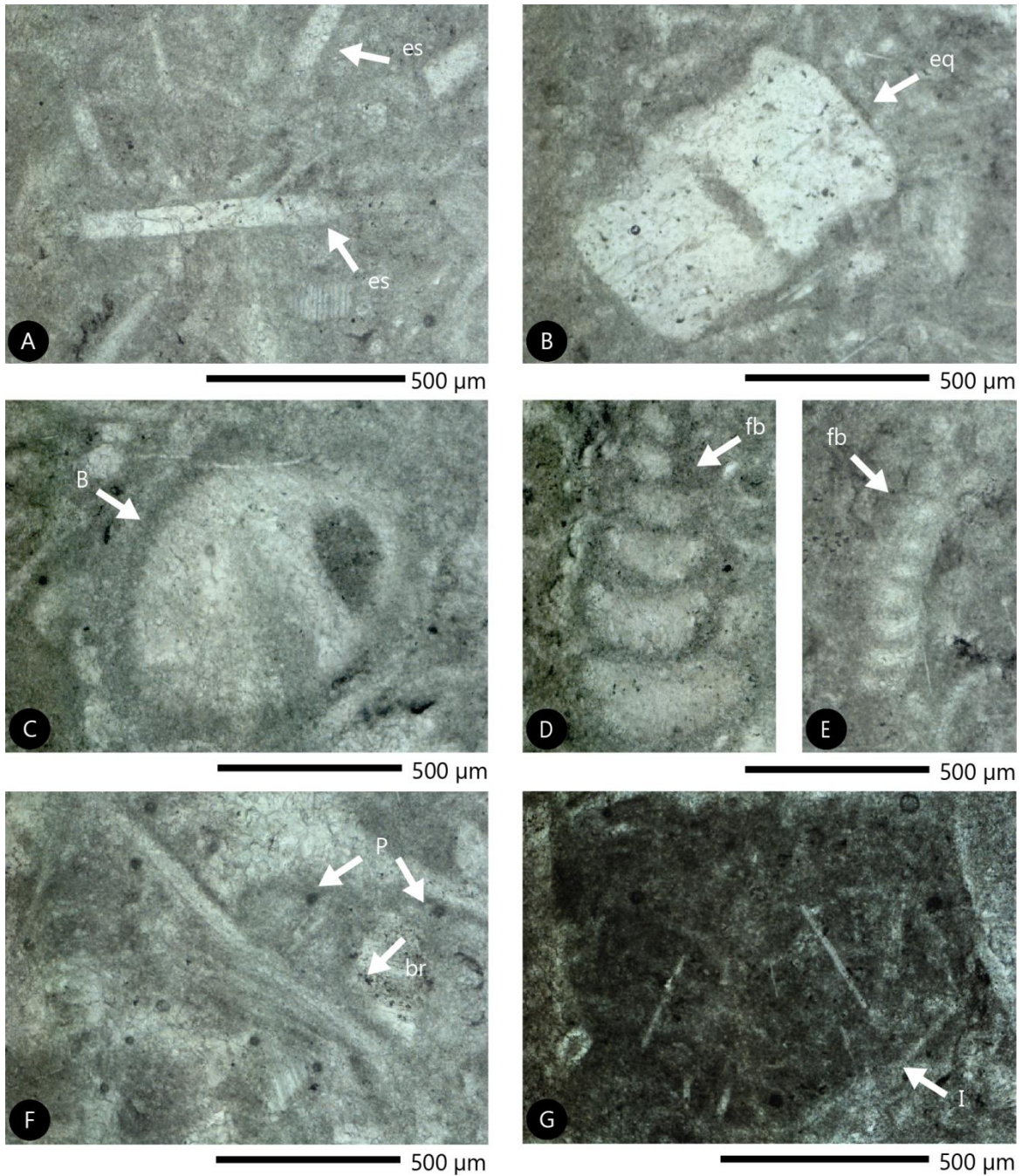


Figura 4.28. MF-SM1-2. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. es: espícula de esponja, eq: placa de equinodermo, B: briozoo, fb: foraminífero bentónico, P: peloides, br: braquiópodo, I: intraclasto.

Interpretación paleoambiental

La microfacies MF-SM1-2 ha sido interpretada como el depósito dentro de la zona de facies FZ-4, en un ambiente de talud. Un aspecto característico de este medio son los depósitos alóctonos de sedimentos derivados de las zonas arrecifales y de los bancos de arenas marginales, ya que la resedimentación es recurrente debido a la inclinación batimétrica, comúnmente de 30° (Wilson,

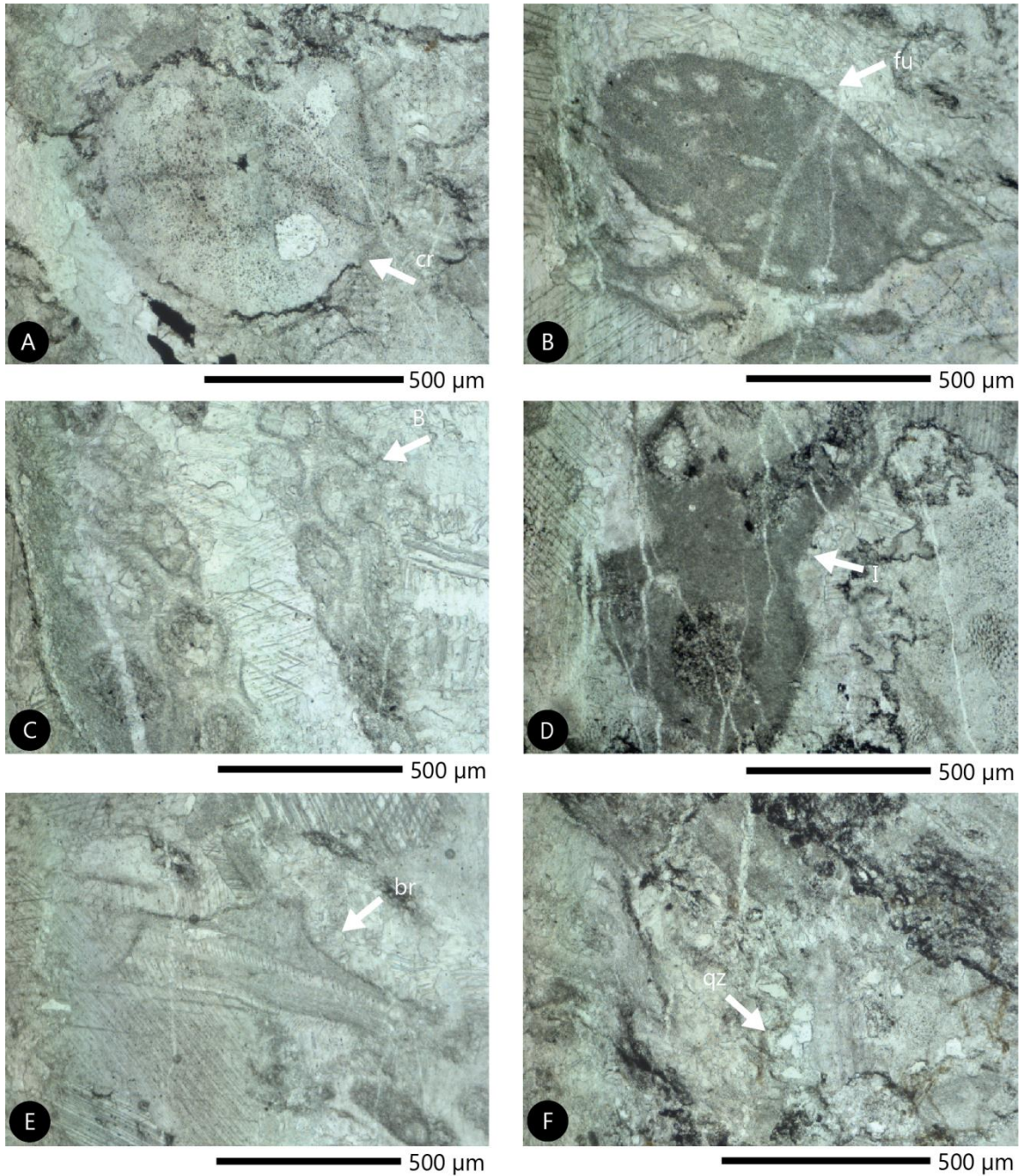


Figura 4.29. MF-SM1-3. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. cr: crinoideo, fu: fusulínido, B: briozoo, I: intraclasto, br: braquiópodo, qz: aporte terrígeno-cuarzo.

1975). En este sentido, la presencia de abundantes espículas de esponjas mezcladas con bioclastos, como fusulínidos, crinoideos y briozoos, resultan indicativos de un depósito de sedimentos alóctonos próximos a la fuente de origen, que en este caso se interpreta como los bancos arrecifales distribuidos en zonas más someras, removilizados como flujos de detritos hacia las zonas más profundas (Flügel, 2010).

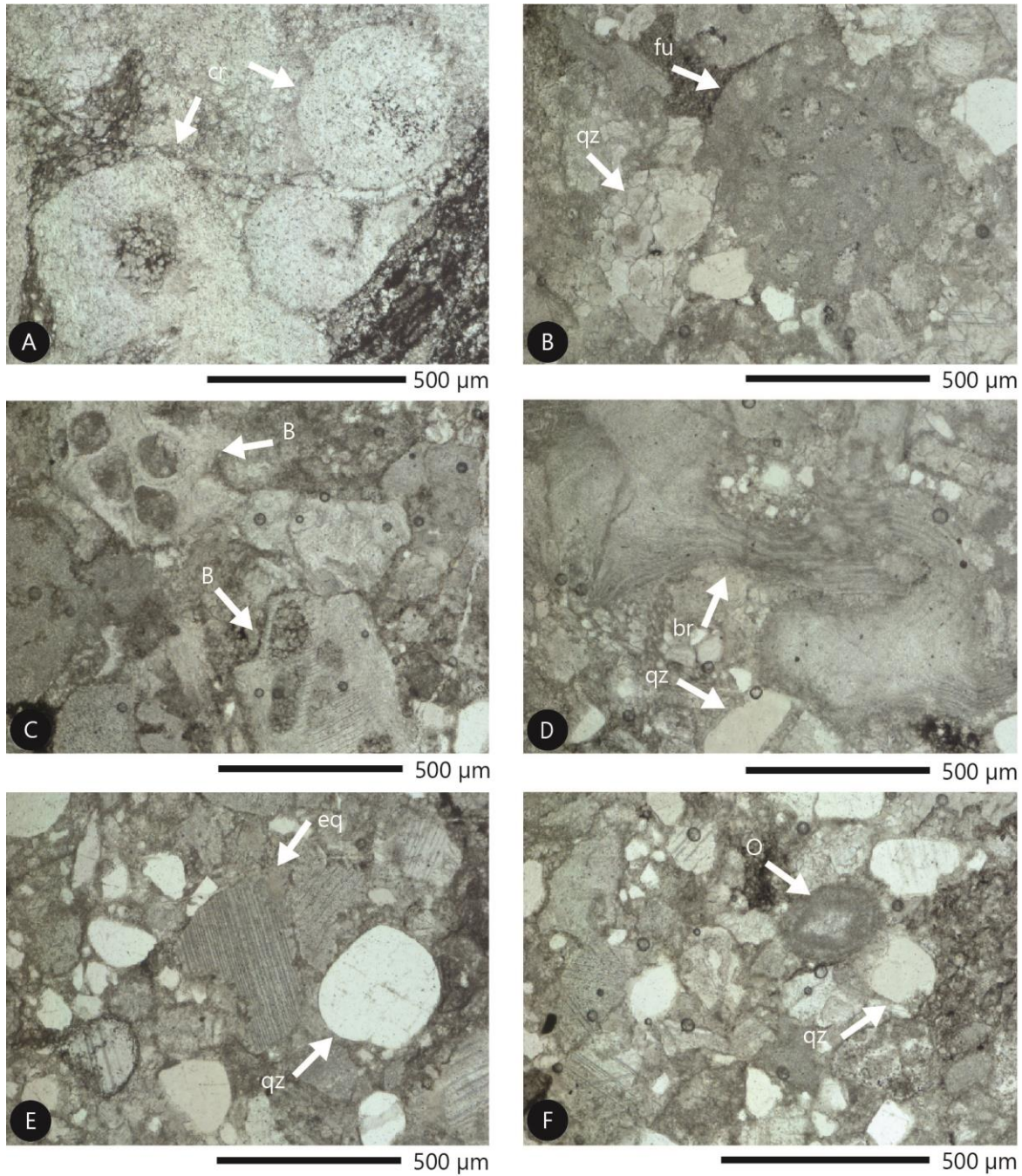


Figura 4.30. MF-SM1-4. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfácies. cr: crinoideo, fu: fusulínido, qz: aporte terrígeno-cuarzo, B: briozoo, br: braquiópodo, eq: placa de equinodermo, O: ooide.

- MF-SM1-3. Packstone-Grainstone con abundantes fragmentos de equinodermos y fusulínidos

Flujo de detritos constituido por una matriz de calcita microcristalina ligeramente neomorfizada de color gris que se encuentra ocupando los espacios interpartículas. Presenta un abundante contenido de fragmentos de equinodermos, frecuentes restos de briozoos, algunos de los

cuales muestran recubrimientos de calcita microcristalina, frecuentes fusulínidos, escasos litoclastos y aislados fragmentos de braquiópodos, foraminíferos y algas filodiales y gimnocodáceas. Algunos de estos bioclastos aparentan tener fuertes señales de abrasión, principalmente los restos de equinodermos y briozoos. También se observan escasos terrígenos constituidos por granos de cuarzo monocristalino que van de subangulosos a subredondeados con dimensiones cercanas a los 50 μm . La diagénesis se representa por el desarrollo de abundantes fracturas obliteradas por ortoesparita y de abundantes estilolitas (Figura 4.29).

Interpretación paleoambiental

La microfacies MF-SM1-3 ha sido considerada como el producto de la sedimentación en un ambiente de talud de la zona de facies FZ-4. El depósito en forma de flujos de detritos de los sedimentos erosionados de los bancos arrecifales observado en esta asociación, como los restos de equinodermos con indicios de abrasión, briozoos, fusulínidos y braquiópodos, y la clara ausencia de bioturbación, son dos aspectos indicativos de este ambiente de depósito (Wilson, 1975). No obstante, la presencia de algunos bioclastos con buena preservación sugiere una proximidad del depósito a la fuente de sedimentos, posiblemente el ante-arrecife (Kawamura y Mochiyama, 1995; Flügel, 2010). Asimismo, la presencia de terrígenos permite inferir que hubo una conexión directa con zonas continentales sometidas a una intensa degradación, que eventualmente se convirtieron en importantes proveedores de sedimentos. El desarrollo de un recubrimiento de lodos calcáreos sobre algunos de los bioclastos presentes en esta asociación sustenta la idea de una removilización del sedimento desde ambientes más superficiales, como un arrecife (Flügel, 2010).

○ MF-SM1-4. Wackestone-Packstone arenoso con bioclastos raídos

Flujo de detritos que se caracteriza por una matriz de calcita microcristalina de color gris oscuro mezclada con granos de cuarzo muy abundantes, los cuales presentan una buena redondez y dimensiones que se encuentran entre las 50 μm y 300 μm . Además, esta asociación está compuesta de abundantes fragmentos de equinodermos, ooides y peloides, frecuentes briozoos, y algunos fragmentos de braquiópodos, fusulínidos y litoclastos, los cuales, en su mayoría, presentan signos de abrasión intensa (Figura 4.30).

Interpretación paleoambiental

La MF-SM1-4 se ha interpretado como los depósitos en el pie del talud, el cual corresponde con la zona de facies FZ-3. Este ambiente se caracteriza por estar debajo del nivel base del oleaje y apenas dentro de la zona oxigenada; puede alcanzar profundidades de entre 200 y 300 m. La intensa abrasión presente en los bioclastos transportados desde el arrecife y la ausencia de organismos bien preservados sugieren que se trata de este ambiente (Wilson, 1975). Por otro lado, el contenido significativo de granos de origen terrígeno (cuarzo monocristalino), indica una fuerte influencia de sedimentación terrígena.

4.2.4. SECCIÓN SIERRA MARTÍNEZ 2

La segunda sección estudiada en la Sierra Martínez fue la Sección Sierra Martínez 2 (SSM-2) de la cual se obtuvo, a partir del análisis petrográfico de las unidades expuestas, la identificación de 3 asociaciones de facies (MF-SM2-1 a MF-SM2-3) que fueron relacionadas a los ambientes sedimentarios de talud y de aguas marinas abiertas. Estos análisis petrográficos y de ambientes sedimentarios fueron llevados a cabo a partir de su comparación con el modelo de microfacies estándar de Wilson (Flügel, 2010) (Figura 4.31).

- MF-SM2-1. Wackestone-Packstone con abundantes fusulínidos bien conservados

Esta asociación está compuesta por una matriz de calcita microcristalina de color gris oscuro que muestra abundantes fusulínidos, frecuentes restos de equinodermos, frecuentes peloides y briozoos, escasos ooides y litoclastos, además de la presencia aislada de foraminíferos bentónicos. Los aloquímicos muestran señales de abrasión, no obstante existen algunos cuya preservación es excepcional. La diagénesis se representa por el desarrollo frecuente de estilolitas y de fracturas obliteradas por ortoesparita (Figura 4.32).

Interpretación paleoambiental

Dado el contenido aloquímico de la microfacies MF-SM2-1 se ha determinado un ambiente de depósito de aguas marinas abiertas en la zona de facies FZ-7. Este ambiente está caracterizado por poseer una salinidad normal y circulación marina moderada. Se encuentra por encima del nivel base de las olas y dentro de la zona fótica. Las señales de desgaste en algunos de los bioclastos presentes en esta asociación indican un medio energético. No obstante, algunos elementos bien conservados correspondientes con restos de equinodermos, por ejemplo, indican también un aporte de sedimentos locales posiblemente derivados de parches arrecifales o montículos desarrollados en esta zona. La presencia de una matriz rica en peloides es otra característica que sustenta la presencia de este ambiente sedimentario (Flügel, 2010). La ausencia de sedimentos siliciclásticos de grano fino (limos) y de estratificación nodular u ondulante permiten diferenciar este ambiente de la FZ-2, con el cual comparte algunas características (Wilson, 1975).

- MF-SM2-2. Wackestone-Packstone arenoso con abundantes bioclastos

Flujo de detritos compuesto por una matriz calcáreo-arenosa de calcita microcristalina de color gris oscuro y granos de cuarzo monocristalino subredondeado a subanguloso de dimensiones cercanas a los 50 μm . Los granos aloquímicos están constituidos por abundantes fragmentos de briozoos, algunos de los cuales presentan recubrimientos de calcita microcristalina, frecuentes restos de fusulínidos y equinodermos con señales de abrasión, frecuentes ooides y peloides, y trazas de foraminíferos bentónicos y corales. Se observa el desarrollo aislado de fracturas obliteradas por ortoesparita (Figura 4.33).

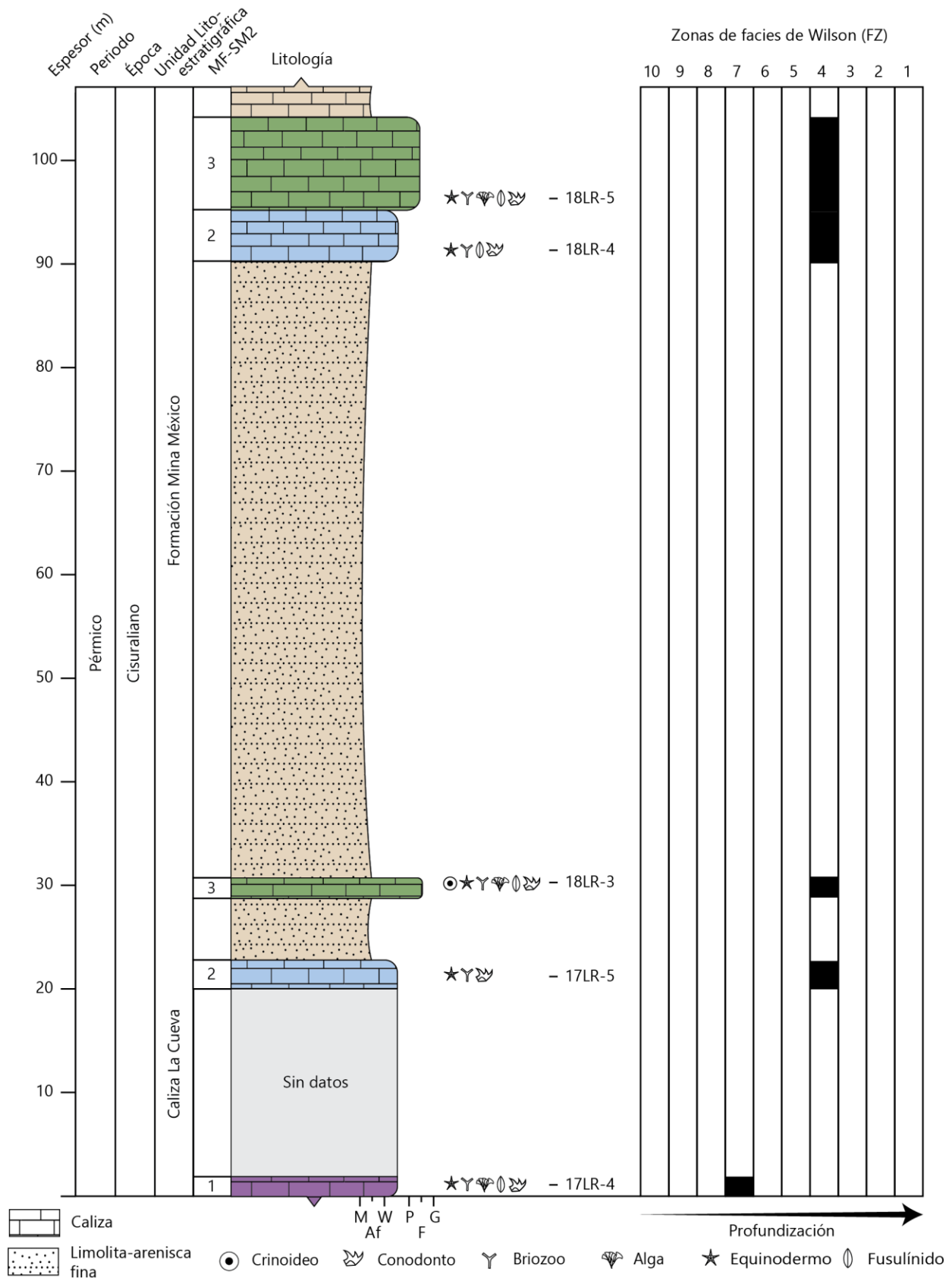


Figura 4.31. Columna estratigráfica representativa de la Sección Sierra Martínez 2 que muestra las microfacies y los ambientes sedimentarios reconocidos.

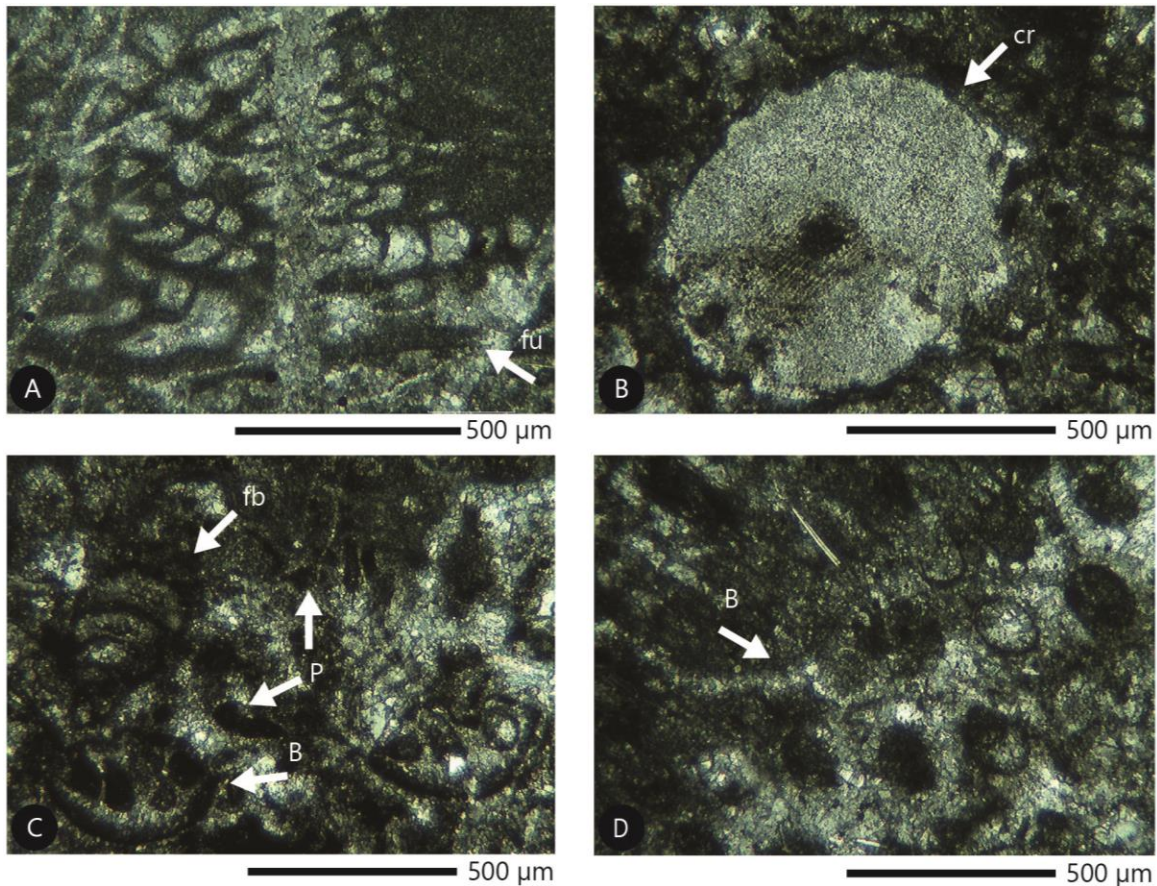


Figura 4.32. MF-SM2-1. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. fu: fusulínido, cr: crinoideo, fb: foraminífero bentónico, P: peloides, B: briozoo.

Interpretación paleoambiental

La presencia de una matriz calcáreo-arenosa con un abundante contenido de bioclastos fuertemente desgastados dentro de un depósito interpretado como un flujo de detritos, permiten asociar esta microfacies a un ambiente de talud en la zona de facies FZ-4. Debido a la pendiente característica de este esquema de depósito, la cual puede variar desde unos 5° hasta ser casi vertical, la resedimentación de partículas originadas en zonas más someras, como en los bancos arrecifales o en las barras de arenas, es común (Wilson, 1975). El abundante contenido de terrígenos dentro de la matriz que compone a esta asociación puede ser atribuido a un intenso aporte continental, producto de cambios en el régimen de sedimentación.

- MF-SM2-3. Grainstone-Floatstone con abundantes crinoideos articulados y otros bioclastos

Flujo de detritos compuesto por una matriz de calcita microcristalina de color gris oscuro con abundantes placas columnares articuladas de crinoideos y otros restos de equinodermos con abrasión; numerosos fusulínidos con mala preservación, frecuentes fragmentos de briozoos, ooides,

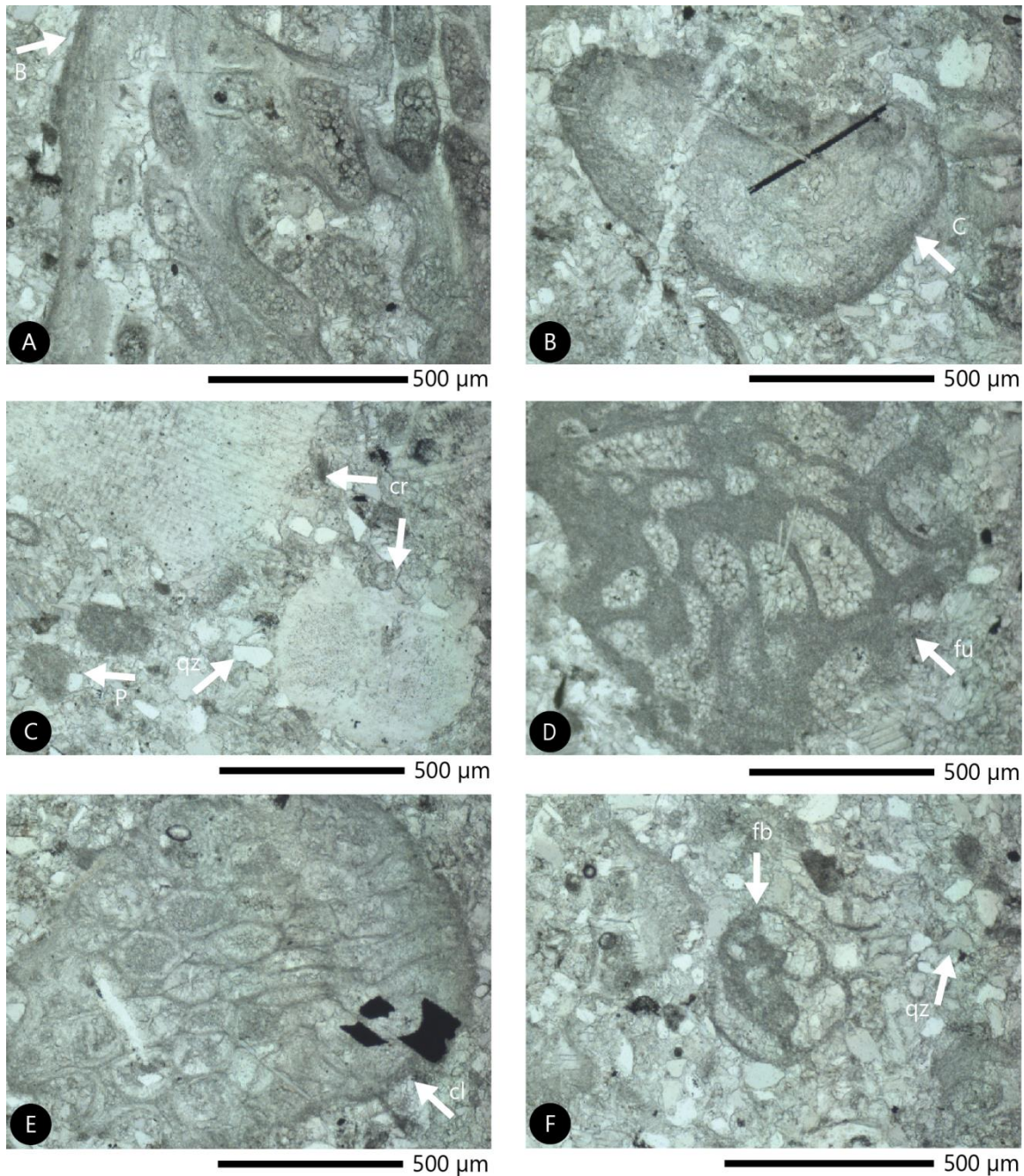


Figura 4.33. MF-SM2-2. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. B: briozoo, cr: crinoideo, P: peloides, qz: aporte terrígeno-cuarzo, fu: fusulínido, cl: coral, fb: foraminífero bentónico, C: cortoide.

intraclastos, peloides, además de algas filodiales aisladas. Algunos de los bioclastos presentan un recubrimiento muy delgado de calcita microcristalina denominándose cortoides (Figura 4.34).

Interpretación paleoambiental

Para la microfacies MF-SM2-3 se ha determinado un ambiente de depósito con flujos de detritos relacionados con el talud de la plataforma dentro de la zona de facies FZ-4. En esta

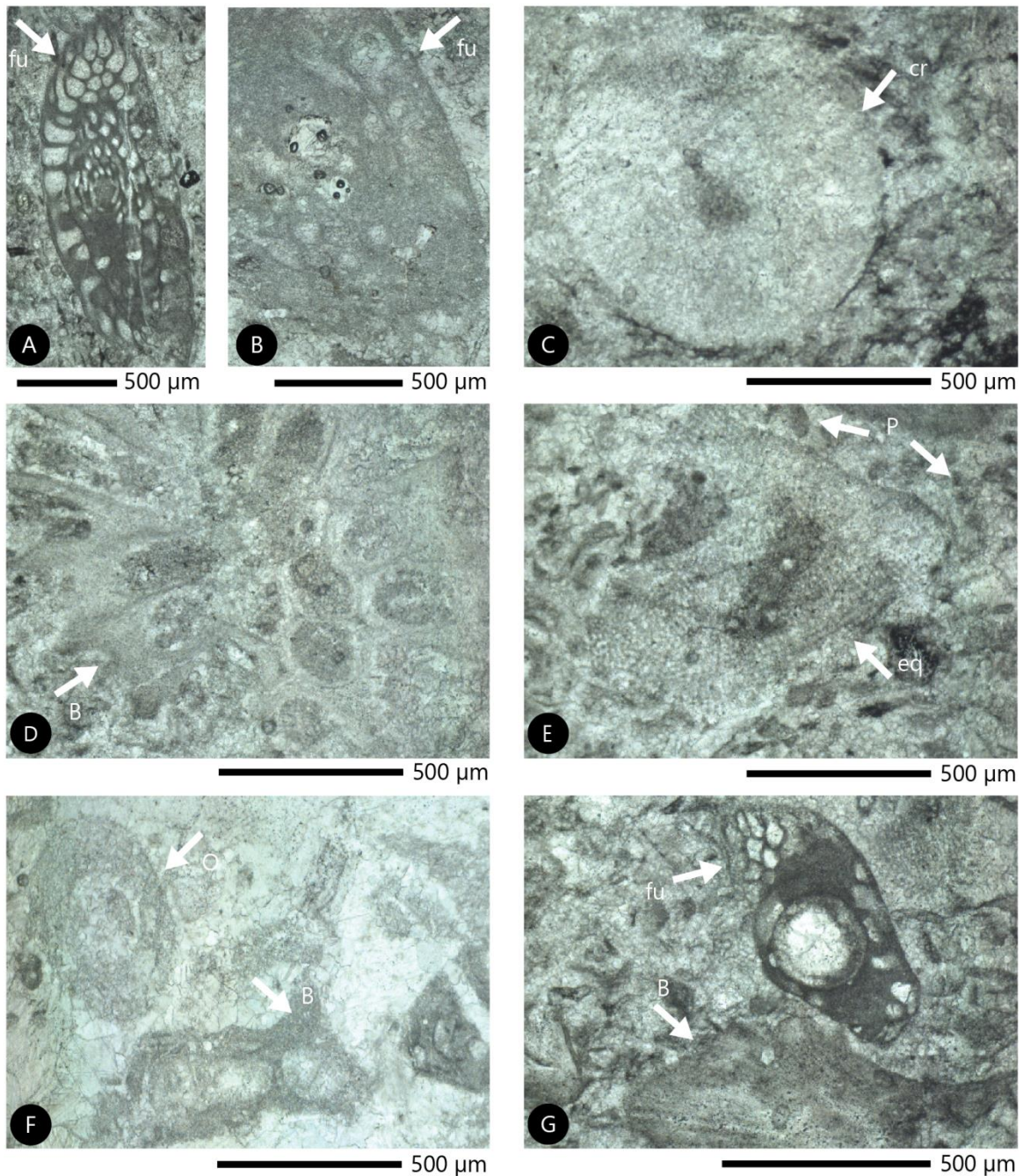


Figura 4.34. MF-SM2-3. Las flechas blancas señalan los aloquímicos característicos de esta microfacies. fu: fusulínido, cr: crinoideo, B: briozoo, P: peloides, eq: placa de equinodermo, O: ooide, L: litoclasto.

microfacies se observa una presencia importante de organismos desgastados de las zonas arrecifales y ambientes más someros mezclados con otros granos característicos de las zonas de bancos de arenas como litoclastos y ooides. La presencia de un recubrimiento de calcita microcristalina en algunos de los bioclastos sugiere que estos granos son producto del transporte desde los bancos de arena o márgenes arrecifales, donde suelen formarse, hacia zonas más profundas de la plataforma (Flügel, 2010).

Esta página se ha dejado en blanco para la versión impresa

CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN

El Capítulo 5 comprende el análisis cualitativo y la interpretación de los resultados obtenidos en esta investigación.

Los datos bioestratigráficos derivados de este trabajo representan los primeros de su tipo en Sonora. En México existen varias localidades donde el Pérmico marino se encuentra aflorando (Figura 1.4). Sin embargo, los estudios bioestratigráficos con base en conodontos pérmicos son realmente escasos, pues existe solamente uno de ellos en el área del Valle de las Delicias, Coahuila (Wardlaw *et al.*, 2000), de aquí que la mayoría de los conodontos reportados en este trabajo constituyen las primeras evidencias de ellos en México, y particularmente en Sonora.

Debido a la naturaleza de estos datos, el presente apartado se subdivide de acuerdo a las tres formaciones estratigráficas estudiadas. De esta manera, se analizan las implicaciones locales de la información obtenida en contraste con el conocimiento previo de la geología regional del noroeste de México. El último apartado incluye el análisis de toda la información integrada en un modelo que intenta comprender la evolución geológica de esta región de Norteamérica.

5.1. CALIZA LA CUEVA

En este estudio, el análisis bioestratigráfico de la Caliza La Cueva se efectuó en dos áreas distintas: en el flanco este del Cerro Las Rastras y en la ladera sur de la Sierra Martínez (Figura 3.2). A partir de los resultados obtenidos se realizó una caracterización de las asociaciones de conodontos presentes y de las edades relativas de la parte superior de esta formación.

En el Cerro Las Rastras, la columna correspondiente con la Caliza La Cueva presentó un espesor de 76 m medido desde la base de la sección estudiada y hasta el nivel donde las areniscas y limolitas de la Formación Mina México dominaron la sedimentación (Figura 4.8). En el área de la Sierra Martínez se estudiaron únicamente los últimos 5 m (SSM-1, figura 4.9) y 23 m (SSM-2, 4.12) de esta sucesión. De acuerdo con Hewett (1978), el espesor observado de la Caliza La Cueva en el

área del Cerro La Zacatera (sur de Bacanora) es de 753 m, mientras que según Schmidt (1978), en la ladera occidental de la Sierra El Encinal donde su base no está expuesta, es de 425 m. A partir de esto se puede suponer que la Caliza La Cueva en el Cerro Las Rastras y en la Sierra Martínez posee un espesor mayor al medido en este trabajo, por lo que se recomienda estudiar los estratos inferiores a la base de las secciones estudiadas para realizar una caracterización bioestratigráfica más completa.

Las edades determinadas para esta sucesión fueron mejor definidas en la sección del Cerro Las Rastras (SLR) (Figura 4.8) donde los datos bioestratigráficos son más abundantes que en las dos secciones de la Sierra Martínez (SSM-1 y SSM-2) (Figuras 4.9 y 4.12).

Las asociaciones de conodontos encontradas en la Caliza La Cueva están fuertemente dominadas por la presencia de los géneros *Sweetognathus* y *Neostreptognathodus*. La edad más antigua determinada corresponde con la zona de *Ns. prayi* del Kunguriano tardío. Esta biozona se ha reconocido en las tres secciones estudiadas pero es en la SLR donde se encuentra mejor caracterizada. Ahí, *Neostreptognathodus prayi* aparece en el nivel 18LR-1 al 18LR-4 representando la zona de *Ns. prayi*, y en conjunto con *Neostreptognathodus sulcopicatus* en el nivel 18LR-3 representa la zona de *Ns. sulcopicatus*, ambas del Kunguriano tardío (Tabla 1.3). *Sweetognathus whitei* aparece coexistiendo con *Ns. prayi* en los niveles 18LR-1 al 18LR-3, pero a partir de este último nivel no vuelve a aparecer en la sucesión y cede lugar a *Sweetognathus subsymmetricus* cuya primera aparición sucede en el nivel 18LR-2, manteniéndose con una presencia relativamente constante durante toda la serie carbonatada de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México (Figura 4.8). El cambio observado en los especímenes de *Sweetognathus* es concordante con la disminución de la edad hacia la parte superior de la sucesión. La zona de *Sw. subsymmetricus* abarca la parte superior del Kunguriano y el Roadiano y coincide con la zona de *Ns. prayi* y *Ns. sulcopicatus* en su parte inferior-media (Henderson, 2016).

A partir de la muestra 18LR-4 de la SLR y de la 18SM-1 de la SSM-1 (esta última en la parte basal de la Formación Mina México) el género *Neostreptognathodus* desaparece. De acuerdo con Mei y Henderson (2001), en China, la última aparición de *Neostreptognathodus* se correlaciona con la aparición de *Mesogondolella nankingensis* durante el Roadiano. Sin embargo, en Norteamérica se tienen registros de este género coexistiendo con *M. nankingensis* en los afloramientos de Texas y en la “Gran Cuenca” del noroeste de E.U.A. (Behnken, 1975; Wardlaw y Grant, 1990). Lo anterior permite suponer una corta incursión del género en la parte basal del Guadalupiano, pero que desaparece igualmente en la zona de *M. nankingensis*. En la SSM-2 *Neostreptognathodus* mantiene una presencia constante en los niveles de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México.

El último nivel con conodontos de la Caliza La Cueva en la SLR corresponde con la muestra 18LR-8. En este intervalo se reconoció una posible forma transicional hacia *Sweetognathus hanzhongensis* el cual es distintivo del Wordiano. La presencia de este espécimen dentro del nivel 18LR-8, además de la primera aparición de *Gullodus tieqiaoensis*, no son restrictivos en la edad pero indican una tendencia a las formas dominantes en el Guadalupiano. Este reporte constituye el primero de *Gullodus tieqiaoensis* en Norteamérica. Sobreyaciendo al nivel 18LR-8 se encuentra dispuesta una sucesión de wackestone y packstone arenoso que presenta un espesor de 22.2 m, correspondiente con la parte superior de la Caliza La Cueva; estos niveles no arrojaron datos que permitiesen caracterizar su edad por lo que el límite superior de la formación no pudo ser datado en los afloramientos del Cerro Las Rastras (Figura 4.8).

El nivel 17SM-5 de la SSM-2 se encuentra localizado en la parte superior de la Caliza La Cueva, cercano al contacto con los niveles siliciclásticos de la Formación Mina México. En este nivel, así como en el nivel infrayacente 17SM-4, dominan únicamente los ejemplares de *Neostreptognathodus prayi* además de un ejemplar de *Pseudobindeodus augustus*, este último con un rango estratigráfico amplio que va del Artinskiano al Kunguriano (Igo, 1981; Orchard y Forster, 1988; Henderson, 2016). La edad del nivel 17SM-5 queda restringida a la zona de *Ns. prayi* del Kunguriano tardío con base en las asociaciones descritas (Figura 4.12).

El intervalo 17SM-2 de la SSM-1 se encuentra en una posición estratigráfica equivalente al nivel 17SM-5 de la SSM-2; ambos cerca del contacto entre la Caliza La Cueva y los niveles siliciclásticos de la Formación Mina México. Dentro de este intervalo se reconoció la presencia de un ejemplar de *Neostreptognathodus prayi* y otro de *Sweetognathus subsymmetricus* los cuales muestran señales de abrasión a causa del transporte post-depósito. Con base en la asociación anterior, este intervalo queda asignado a una edad no más antigua que el Kunguriano tardío en la zona de *Ns. prayi* (Figura 4.9).

Dadas las observaciones anteriores basadas principalmente en las ocurrencias de *Neostreptognathodus*, ambas secciones en la Sierra Martínez (SSM-1 y SSM-2) presentan un rango de edad para la parte superior de la Caliza La Cueva (zona de contacto transicional con los niveles siliciclásticos de la Formación Mina México) más antiguo que el observado en la SLR que, aunque no presentó datos bioestratigráficos en la parte superior, necesariamente tiene que ser más joven que las edades determinadas en los niveles inferiores. De ser así, esto supondría un contacto diacrónico entre ambas formaciones, posiblemente como resultado de la arquitectura de la cuenca de depósito, siendo más joven en el área del Cerro Las Rastras y más antiguo en el área de la Sierra Martínez. No obstante, para confirmar esta observación es necesario un trabajo bioestratigráfico más detallado en ambas localidades, en los niveles adyacentes a dicho contacto (Tabla 5.1).

De lo anterior se obtiene que la sucesión de la Caliza La Cueva estudiada en este trabajo presenta una edad correspondiente con las zonas de *Ns. prayi*-parte media de la zona de *Sw. subsymmetricus* del Kunguriano tardío a la parte ¿media-superior? de la zona de *Sw. subsymmetricus* del Roadiano temprano en la Sección Las Rastras (Figura 4.8), y con el Kunguriano tardío de la zona de *Ns. prayi* en la Sección Sierra Martínez 1 y Sección Sierra Martínez 2 (Figuras 4.9 y 4.12).

Estas conclusiones parecen entrar en conflicto con las edades previamente reportadas para las sucesiones de la Caliza La Cueva (Sakmariano-Artinskiano), las cuales están basadas únicamente en fusulínidos de muestras aisladas recolectadas en los distintos afloramientos de la Caliza La Cueva en Sonora central (Hewett, 1978; Schmidt, 1978; Peiffer-Rangin, 1988; Pérez-Ramos, 1992; Stewart *et al.*, 1997; Stevens *et al.*, 2014). Esta discrepancia de edades puede deberse, en primer lugar, a la falta de estudios bioestratigráficos detallados con base en fusulínidos, ya que en ningún trabajo previo se ha seguido un muestreo sistematizado que permita caracterizar la bioestratigrafía de las sucesiones de la Caliza La Cueva, además de que en muy pocas ocasiones se ha llegado a especificar las especies de los fusulínidos presentes. Asimismo, es necesario complementar estos estudios con análisis sedimentológicos para descartar que exista una resedimentación de los microfósiles en etapas post-depósito.

A partir de la presencia de especímenes del género *Neostreptognathodus* no es posible determinar las afinidades paleobiogeográficas y paleoclimáticas de las faunas descritas en la Caliza La

Cueva, ya que *Neostretognathodus* presenta una distribución relativamente uniforme en la región de Texas y de la “Gran Cuenca” de Norteamérica (Wardlaw, 1995; 1996; Mei y Henderson, 2001), considerándose entonces como un género más común en aguas templadas que en aguas cálidas (Mei *et al.*, 1999c). El provincialismo característico de las faunas pérmicas se vuelve evidente a partir del Kunguriano, distinguiéndose dos zonas de aguas frías alrededor de ambos polos (*NCWP* y *GCWP*) y una de aguas cálidas en una posición cercana al paleoecuador (*EWWP*) (Mei y Wardlaw, 1996; Mei y Henderson, 2001) (Figura 1.2). De la sucesión estudiada, los estratos inferiores de la Caliza La Cueva se encuentran caracterizados por la presencia abundante de *Neostreptognathodus prayi*, especie que fue descrita por Behnken (1975) en las secuencias Bone Spring-Victorio Peak del suroeste de Texas y en la Caliza Arcturus y en las Formaciones Kaibab y Pequop del noroeste de Nevada, por lo que los ejemplares del género *Neostreptognathodus* no permiten esclarecer la paleogeografía de estas rocas más allá del establecimiento de una afinidad paleobiogeográfica común entre los depósitos de la Caliza La Cueva de Sonora central y los del sur de E.U.A. durante el Kunguriano tardío.

Por otra parte, la gran abundancia de ejemplares de *Sweetognathus*, género que junto con *Iranognathus* y *Diplognathodus* estuvo restringido a la *EWWP* después del inicio del provincialismo kunguriano (Mei *et al.*, 1999c), permite situar las sucesiones de la Caliza La Cueva dentro de la provincia de aguas cálidas, que para esa época se localizaba en una franja abarcando el sur-suroeste de Laurencia (Mei y Henderson, 2001; Mei *et al.*, 2002). Después del periodo de deglaciación ocurrido durante el Pérmico temprano (Sakmario-Artinskiano), el límite norte de la distribución de *Sweetognathus* en el norte de Pangea se vio reducido desde los 50° a los 15° de latitud a consecuencia de un enfriamiento de las zonas polares, restringiéndolos únicamente a la provincia de aguas cálidas (Mei *et al.*, 1999c). Esta condición hace del género un importante indicador paleoclimático. En la región de China, *Sweetognathus* estuvo representado por el linaje de *Sw. whitei-Sw. guizhouensis-Sw. subsymmetricus* en la sección Luodian, Guizhou, mientras que en Texas se encuentran *Sw. sulcatus-Sw. aff. adjunctus-Sw. adjunctus-Sw. bicarinum* durante el Cisuraliano tardío (Artinskiano-Kunguriano), lo que indica, según Mei *et al.* (2002), el desarrollo de un endemismo para esa época. Sin embargo, en la Caliza La Cueva, *Sweetognathus* está representado por algunas formas tardías de *Sw. whitei* y por *Sw. subsymmetricus*, este último sin reportes específicos previos en Norteamérica (Behnken, 1975; Wardlaw, 1995; 1996).

La falta de reportes de *Sw. subsymmetricus* en Norteamérica puede deberse al provincialismo característico del género, confinado a regiones más cálidas. De acuerdo a las reconstrucciones paleogeográficas del suroeste de Laurencia, las sucesiones de la Caliza La Cueva representarían los depósitos más australes de la plataforma carbonatada de Norteamérica, descartando cualquier hipótesis de aloctonía para la región (Stewart *et al.*, 1999b), lo que implicaría una posición más cercana al paleoecuador, bajo condiciones más cálidas. Sin embargo, para detallar dicha idea es necesario comparar las distribuciones específicas de *Sweetognathus* con el objetivo de caracterizar la paleoecología de las especies en cuestión y confirmar si existe o no el desarrollo de un provincialismo a nivel de especie dentro del mismo género, o bien, reestudiar los afloramientos pérmicos del suroeste de Texas para evaluar la presencia de *Sw. subsymmetricus* en posiciones más al norte de las aquí reportadas.

Las observaciones anteriores permiten discutir la paleogeografía de las rocas de la Caliza La Cueva. Al igual que el resto de las sucesiones paleozoicas de Sonora central y noroccidental, la Caliza

La Cueva se agrupa dentro del terreno tectonoestratigráfico denominado como Bloque Caborca, separado del miogeoclinal cordillerano del noroeste de los Estados Unidos en tiempos post-carboníferos (Anderson y Silver, 1979; Dickinson, 2000; Lawton *et al.*, 2017) (Figura 2.2). Las asociaciones de conodontos reportadas permiten suponer un origen autóctono o parautóctono de los depósitos de la Caliza La Cueva, ya que su paleobiogeografía se encuentra relacionada con la *EWWP* del suroeste de Laurencia (ver discusión en el apartado 5.4.2).

Por otro lado, simultáneamente al depósito de las sucesiones carbonatadas de Sonora central, tuvo lugar la colisión diacrónica entre el sur de Laurencia y el noroeste de Gondwana, generando la zona de sutura Ouachita-Marathon-Sonora desde el Misisípico Tardío en su porción oriental al Pérmico tardío en su parte más occidental (Poole *et al.*, 2005). Durante esta orogenia, los depósitos de la Caliza La Cueva debieron permanecer ininterrumpidos hasta que los esfuerzos compresivos crearon una flexura de la plataforma carbonatada de Laurencia. Esto originó una serie de cuencas de antepaís dentro de las cuales se depositaron los sedimentos sinorogénicos de la Formación Mina México, la cual se encuentra en contacto transicional con la Caliza La Cueva, originada a partir de la erosión de la plataforma y del frente de cabalgadura del Alóctono de Sonora (Poole *et al.*, 2005; Stevens *et al.*, 2014).

Siguiendo el razonamiento anterior, los ambientes sedimentarios reconocidos en las rocas de la Caliza La Cueva han sido interpretados como parte del extremo suroeste de la plataforma carbonatada de Laurencia. En la SLR, estas rocas presentan seis microfacies distintas correspondientes con las zonas de facies FZ-2, FZ-4 y FZ-6 del modelo de Wilson, representativos de las zonas profundas de la plataforma, el talud y la zona de bancos de arenas marginales, respectivamente (Figura 4.18). En la SSM-1 los ambientes se caracterizaron en una microfacies correspondiente con la FZ-6 de la zona de bancos de arenas marginales (Figura 4.26) y en la SSM-2 en dos microfacies relacionadas con la FZ-4 y FZ-7 características del talud y los ambientes de aguas marinas abiertas, respectivamente (Figura 4.31). De acuerdo con las sucesiones paleoambientales observadas en cada una de las secciones anteriores, los niveles superiores de la Caliza La Cueva están caracterizados por una relativa profundización hacia el contacto con la Formación Mina México. Debido a la falta de un muestreo a detalle en la SSM-1 y SSM-2, es en la SLR donde se muestran estos cambios con mayor claridad, observándose una somerización desde la MF-LR-1 a la MF-LR-4, desde la FZ-2 a la FZ-6 y una posterior profundización de los ambientes en la MF-LR-5 y MF-LR-6 correspondientes con la FZ-4 (ver Figura 2.1 para la correspondencia de ambientes). En las otras dos secciones se puede observar una tendencia hacia ambientes más profundos dentro de la Caliza La Cueva sólo si se compara con los ambientes presentes en la Formación Mina México.

Estos cambios relativos en los ambientes sedimentarios pueden estar íntimamente relacionados con el régimen tectónico dominante durante la sedimentación de la Caliza La Cueva (Kunguriano tardío). En ellos se registra una relativa profundización coincidente con el inicio de la deformación Ouachita-Marathon-Sonora en su parte occidental, la cual originó la flexura de la plataforma y creó una serie de cuencas alargadas con orientación NE-SW a lo largo del frente de deformación (Poole *et al.*, 2005). Este evento propició el inicio de una sedimentación sinorogénica sobre la plataforma, terminando con la sedimentación carbonatada en la región central de Sonora. De acuerdo con la idea anterior, la Caliza La Cueva constituiría los depósitos carbonatados paleozoicos más jóvenes del suroeste de Laurencia formados en un ambiente de plataforma carbonatada, en la

cual se registran algunas variaciones en la sedimentación (como puede observarse en la SLR) que tienden a una profundización hacia la cima de la formación caracterizada por depósitos de talud (MF-LR-6 y MF-SM2-2) y flujos de detritos carbonatados con asociaciones típicas de ambientes más someros (MF-LR-5). Estas observaciones son coincidentes con los ambientes sedimentarios reconocidos en la Formación Mina México, la cual se caracteriza por los depósitos de turbiditas y flujos de detritos carbonatados (Poole *et al.*, 2005; Stevens *et al.*, 2014).

Finalmente, si estos planteamientos son correctos, habría de esperarse que los afloramientos pérmicos más alejados del frente de deformación del orógeno Ouachita-Marathon-Sonora presentaran características propias de ambientes sedimentarios más someros, posiblemente relacionados con la FZ-7. En este sentido, y dado el estilo de deformación en dirección NW de dicha orogenia (Poole *et al.*, 2005), los depósitos al norte de las localidades aquí estudiadas resultan pieza clave para dilucidar estas interrogantes. En la Sierra Agua Verde se han reportado rocas de edad pérmica (formación Tuntunudé) (Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993) las cuales podrían representar facies más someras de la plataforma, correlacionadas con la Caliza La Cueva expuesta en el centro de Sonora.

5.2. FORMACIÓN MINA MÉXICO

La Formación Mina México representa el relleno sinorogénico de la cuenca de antepaís formada sobre la plataforma carbonatada paleozoica del suroeste de Laurencia, a partir de una flexura de la misma durante la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora (Poole *et al.*, 2005). En este trabajo, esta sucesión se estudió en dos localidades distintas, separadas por 5 km: en el flanco este del Cerro Las Rastras y en la ladera sur de la Sierra Martínez (Figura 3.2).

Los afloramientos analizados en el área del Cerro Las Rastras (SLR) constituyen la sucesión más completa de la Formación Mina México estudiada en este trabajo, llegándose a medir un espesor de 330 m de una serie siliciclástica de limolitas y areniscas de grano fino intercaladas con flujos de detritos carbonatados altamente fosilíferos, de los cuales solamente 144 m fueron considerados dentro del análisis bioestratigráfico de este estudio debido a que los 190 m superiores no presentaron rocas carbonatadas (Figura 4.8). En la SLR el contacto entre la Formación Mina México y la Caliza La Cueva se observó concordante y transicional, siendo la muestra 18LR-10 de la parte superior de la serie carbonatada de la Caliza La Cueva un marcador del contacto entre ambas formaciones (Figura 4.8).

Al igual que en la Caliza La Cueva, las faunas de conodontos de la Formación Mina México en la SLR están caracterizadas por ejemplares del género *Sweetognathus* además de *Gullodus*, *Hindeodus* y *Mesogondolella*. No obstante, la abundancia de todos ellos en los niveles carbonatados es mucho menor que la observada en los niveles infrayacentes de la Caliza La Cueva. Este factor puede deberse a cambios en la tasa de sedimentación de la cuenca, propios de ambientes turbidíticos, resultando en la resedimentación de la plataforma dentro de los niveles de la Formación Mina México (Poole *et al.*, 2005). Es importante mencionar que los conodontos encontrados en estos niveles no presentan signos de abrasión post-depósito, a excepción de un espécimen de *Neostreptognathodus prayi* en el intervalo 18LR-12. En las secciones SSM-1 y SSM-2 de la Sierra Martínez, las faunas dominantes fueron *Sweetognathus* y *Neostreptognathodus*, este último ausente en la SLR.

Las edades de la Formación Mina México en la SLR están determinadas por la presencia de *Sweetognathus subsymmetricus* en los niveles 18LR-4 y 18LR-13, y por formas características de una edad roadiana como *Hindeodus* aff. *H. gulloides* y *Gulldodus tieqiaoensis* en la muestra 18LR-4, *Mesogondolella siciliensis* en la muestra 18LR-19 y una posible forma transicional a *Sweetognathus hanzhongensis* dentro de la muestra 18LR-13. Estas asociaciones no permiten establecer una edad concreta debido a la falta de ejemplares con mayor resolución bioestratigráfica. No obstante, la ausencia de *Neostreptognathodus* desde el nivel 18LR-4 de la Caliza La Cueva y la presencia de formas características del Roadiano de Norteamérica como *Hindeodus* aff. *H. gulloides* (Kozur y Mostler, 1995) permiten suponer un rango de edad que va desde el Kunguriano más tardío al Roadiano ¿inferior-superior? de acuerdo con la aparición de *Mesogondolella siciliensis* en el nivel 18LR-19 (Figura 4.8).

En las secciones del flanco sur de la Sierra Martínez (SSM-1 y SSM-2) las faunas de conodontos están representadas principalmente por *Neostreptognathodus* y *Sweetognathus* (Figuras 4.9 y 4.12). En los niveles 18SM-1 y 17SM-3 de la SSM-1, y en los niveles 18SM-3 y 18SM-5 de la SSM-2 se reconoció una asociación determinada por *Sweetognathus subsymmetricus* y *Neostreptognathodus prayi* y con la única presencia de *Pseudosweetognathus costatus* en el nivel 18SM-1, el cual representa el primer reporte del género y de la especie en Norteamérica. A partir de estas asociaciones, los estratos estudiados de la Formación Mina México en la zona de la Sierra Martínez pueden ser asociados a un rango de edad del Kunguriano tardío en la zona de *Ns. prayi*- parte media-superior de la zona de *Sw. subsymmetricus*. En ninguna de las dos secciones se midió la totalidad de la formación, pudiendo representar la parte más basal de la misma. Esta observación nos permite suponer un rango de edad que se extiende hacia el Roadiano (Guadalupeño inferior). Sin embargo, la falta de datos paleontológicos y micropaleontológicos en esta porción de la sucesión hace imposible corroborar esta idea. En este sentido, es fundamental un estudio bioestratigráfico detallado de los estratos de la Formación Mina México, tanto en las localidades estudiadas como en las áreas reportadas por otros autores en Sonora central (e.g. Poole *et al.*, 2005; Stevens *et al.*, 2014).

Anteriormente, la Formación Mina México fue datada como una sucesión del Pérmico-¿Triásico? por Hewett (1978) y Schmidt (1978) debido a la falta de datos paleontológicos que permitiesen precisar su edad. Posteriormente Stevens *et al.* (2014), establecieron una edad de depósito no más antigua que el Artinskiano medio-superior; esta conclusión resultó de la presencia de fusulínidos de los géneros *Parafusulina*, *Skinnerella*, «*Schwagerina*» y *Praeskinnerella* en los niveles carbonatados de la formación. De acuerdo con Stevens *et al.* (2014) los fusulínidos encontrados están representados por ejemplares retrabajados, por lo que su precisión estratigráfica es incierta. Los niveles carbonatados estudiados representan flujos de detritos derivados de la plataforma, no obstante las faunas de conodontos reportadas aquí no presentan signos de abrasión o transporte evidente, por lo que el proceso de redepósito debió haber durado muy poco tiempo, y por lo tanto la edad indicada por estos microfósiles representa prácticamente la edad del depósito estudiado.

Las edades reportadas por Stevens *et al.* (2014) son sistemáticamente más antiguas que las obtenidas a partir de las asociaciones de conodontos, fenómeno presente en las secciones estudiadas de la Caliza La Cueva. Esta situación nos conduce a plantear la necesidad de un estudio bioestratigráfico detallado con base en fusulínidos que permita establecer comparaciones entre éstos y los conodontos encontrados en los mismos estratos, así como realizar un análisis de los circones

detríticos de los niveles siliciclásticos de la Formación Mina México para caracterizar su edad de forma cuantitativa.

Por otro lado, las afinidades paleobiogeográficas de estas rocas quedan determinadas del mismo modo que sucede con los depósitos de la Caliza La Cueva. Como ya se detalló, *Neostreptognathodus* únicamente permite relacionar estos depósitos con Norteamérica. Lo mismo ocurre con *Mesogondolella*, que si bien presenta diferencias sutiles pero reconocibles entre la provincia de aguas frías del norte (NCWP) y la de aguas cálidas (EWWP) reflejadas principalmente en los dentículos de la carena, la única presencia de *M. siciliensis* en la muestra 18LR-19 (SLR) no es suficiente para definir la predominancia de alguna de las provincias climáticas antes mencionadas.

No obstante, dada la presencia de *Sweetognathus* es posible relacionar estos afloramientos con la EWWP del suroeste de Laurencia, permitiendo suponer una autoctonía de estos depósitos que es asociada, a su vez, con una continuidad de los ambientes sedimentarios desde el sureste de Arizona y suroeste de Nuevo México hacia el sur, en Sonora central, como se ha sugerido en otros trabajos (Stewart *et al.*, 1999b; Poole *et al.*, 2005; Stevens *et al.*, 2014). La idea de un desplazamiento lateral como el planteado en la hipótesis del Bloque Caborca no parece consistente a menos de que dicho desplazamiento haya ocurrido antes del inicio del depósito de la Formación Mina México; en este sentido, la hipótesis planteada por Lawton *et al.* (2017) no contradice los resultados discutidos (ver discusión en el apartado 5.4.2).

El depósito de la Formación Mina México representa el relleno sedimentario de la cuenca de antepaís formada a partir de la colisión entre Laurencia y Gondwana; este suceso tuvo como resultado el emplazamiento del Alóctono de Sonora sobre la plataforma carbonatada de Laurencia, en un evento que duró de 30 a 40 Ma, durante el Pérmico temprano a medio (Stevens *et al.*, 2014). De acuerdo con las relaciones estratigráficas observadas entre la Caliza La Cueva y la Formación Mina México, este evento debió iniciarse al menos durante el Kunguriano tardío-Roadiano temprano, edad estimada para el contacto entre ambas formaciones, pudiendo haber ocurrido antes como lo han indicado otros autores (Poole *et al.*, 2005; Stevens *et al.*, 2014).

Por otro lado y a reserva de lo que podrían indicar estudios bioestratigráficos más detallados y de análisis de cuencas, en este trabajo se ha observado que el contacto entre ambas formaciones en el área del Cerro Las Rastras presenta una edad asociada al Roadiano temprano, mientras que en el área sur de la Sierra Martínez la edad en cuestión se correlaciona con el Kunguriano tardío, indicando un contacto diacrónico entre ambas formaciones que aparenta ser más antiguo en el área de la Sierra Martínez (~3 Ma de acuerdo con los datos micropaleontológicos) (Tabla 5.1). Esta variación en la edad entre ambas localidades puede deberse a una serie de interdigitaciones producto de los cambios en los ambientes sedimentarios o por la configuración de la cuenca de depósito que debió haber sido más profunda hacia la parte más próxima al frente de cabalgadura, localizado en dirección sureste de las áreas estudiadas de acuerdo con el estilo de formación asociado a la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora en la región de Sonora central (pliegues con rumbo 58-68° noreste-suroeste) (Poole *et al.*, 2005).

Los ambientes sedimentarios reconocidos dentro de los niveles carbonatados de la Formación Mina México corresponden con facies más profundas que las observadas en la Caliza La Cueva. En la SLR, se observó la presencia de tres microfacies distintas caracterizadas por flujos de detritos asociados a la zona de facies FZ-4. Algunos de estos depósitos presentaron asociaciones

típicas de aguas someras resedimentadas en ambientes de talud (MF-LR-5 y MF-LR-7) (Figura 4.18). En la SSM-1 se identificaron tres microfacies (MF-SM1-2, MF-SM1-3 y MF-SM1-4) que muestran una transición desde ambientes de talud (FZ-4) a depósitos de pie de talud (FZ-3) (Figura 4.26). Por su parte, en la SSM-2 se determinaron dos microfacies relacionadas con el talud en la FZ-4 (Figura 4.31). En general, en la Formación Mina México se observa una clara tendencia de profundización de los ambientes sedimentarios, misma que es observada en los niveles superiores de la Caliza La Cueva y que ha sido asociada a los efectos de la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora (Poole *et al.*, 2005).

La Formación Mina México está caracterizada por el depósito de turbiditas asociadas a la sedimentación terrígena derivada del Cratón Norteamericano y del frente orogénico, el cual está representado por el Alóctono de Sonora (Poole *et al.*, 2005; Stevens *et al.*, 2014). Interestratificados con los depósitos turbidíticos, se encuentran dispuestos una serie de flujos de detritos carbonatados removilizados desde los bordes de la plataforma, esto en consecuencia de la progresiva profundización de la cuenca de antepaís. La plataforma carbonatada que constituyó la fuente de estos flujos de detritos debió encontrarse en una posición más alejada al depocentro de la cuenca de antepaís, es decir, en una posición más septentrional a las localidades estudiadas. De acuerdo con Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993) en la Sierra Agua Verde se encuentran expuestas las rocas de plataforma de la formación Tuntunudé del Pérmico temprano. Dicha formación podría representar los depósitos de plataforma sometidos gradualmente a la degradación sinorogénica. Siguiendo esta idea, las rocas pérmicas expuestas en la Sierra Agua Verde podrían correlacionarse en tiempo con las rocas de la Caliza La Cueva y posiblemente con la Formación Mina México en su parte superior, considerando que la sedimentación carbonatada permaneció relativamente constante en las zonas menos afectadas por la deformación Ouachita-Marathon-Sonora. No obstante, las relaciones laterales entre estas sucesiones no están determinadas debido a la falta de estudios bioestratigráficos detallados. Es importante evaluar estas sucesiones con el objetivo de desarrollar interpretaciones más precisas.

5.3. FORMACIÓN MONOS

A partir de los datos derivados de esta investigación ha sido posible redefinir la edad de los dos tercios superiores de la Formación Monos expuesta en la región de Caborca (Figura 3.1). Después de los trabajos realizados por Cooper y Arellano (1946) y Cooper *et al.* (1953), la asunción de una edad wordiana para la Formación Monos (Guadalupiano) ha sido recurrente (*e.g.* González-León, 1980; Vachard *et al.*, 2004; Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007; Dobbs, 2017), en gran parte debido a la falta de nueva información que permita contrastar la ya existente. Gracias a los datos de conodontos derivados de este trabajo, la edad asociada a la Formación Monos ha sido corroborada como Guadalupiano pero restringida al Capitaniano (Guadalupiano tardío) (Figura 4.4).

La aparición de *Hindeodus excavatus* en el nivel 14P-54 ayuda a situar la base de la columna en el Pérmico medio, mostrando un rango estratigráfico muy amplio debido al gran alcance de esta especie (Cisuraliano tardío-Capitaniano) (Behnken, 1975; Wardlaw, 2000). Este intervalo abarca prácticamente el segundo tercio de la columna estudiada. Hacia la base del tercio superior de la columna aparece la zona de *Mesogondolella postserrata* dentro de los niveles 14P-61 y 14P-62, indicativa de la base del Capitaniano (Henderson, 2016). Las asociaciones de conodontos de los niveles 14P-63,

14P-64 y 14P-65 no proporcionaron información bioestratigráfica de gran valor, a excepción de la presencia de una morfología transicional entre *Hindeodus excavatus* e *Hindeodus typicalis* que intuitivamente podría indicar una edad decreciente hacia la parte tardía del Capitaniano, momento en el que *Hindeodus typicalis* evoluciona a partir de *Hindeodus excavatus* (Kozur y Mostler, 1995) (Figura 4.4).

La zona de *Mesogondolella bitteri* se reconoció en los niveles 14P-66, 14P-68, 14P-70 y 14P-73, la cual representa completamente al Capitaniano. Considerando la presencia de la zona de *Mesogondolella postserrata* en los niveles inferiores y la aparición de *Sweetognathus fengshanensis* en el nivel 14P-71, el cual representa la zona de *Sweetognathus fengshanensis* del Capitaniano tardío, este intervalo podría estar asociado a una edad del Capitaniano inferior-medio, justo por encima de la zona de *Mesogondolella postserrata* y posiblemente traslapando la parte inferior de la zona de *Sweetognathus fengshanensis* (Figura 4.4). A partir de lo anterior, la edad de los dos tercios superiores de la Formación Monos corresponde con el Capitaniano temprano-medio, posiblemente desde la base de la zona de *Mesogondolella postserrata* y hasta la base de la zona de *Sweetognathus fengshanensis*-parte superior de la zona de *Mesogondolella bitteri*.

El primer tercio de esta formación, el cual se constituye principalmente de areniscas volcánicas de grano grueso interestratificadas con mudstones silíceos, presenta una edad de ~266 Ma obtenida a partir del análisis de circones detríticos (Dobbs, 2017); este dato representa la edad más antigua posible de depósito, y corresponde aproximadamente con el Wordiano tardío del Pérmico medio. Este resultado sustenta las edades obtenidas con conodontos para la parte superior de la formación y comprueba las observaciones realizadas por Kozur y Wardlaw (2010) y Henderson y Mei (2003) respecto a la deficiencia como indicador bioestratigráfico de los goniatites del género *Waagenoceras* (considerado característico del Wordiano).

El resto de las edades determinadas por Dobbs (2017), ubicadas entre 266 y 258 Ma, son consistentes, de manera general, con los resultados derivados de esta investigación. No obstante, en ese trabajo se reporta una edad máxima de depósito para la muestra M_{DZ}9 de 258±2 Ma (Wuchiapingiano temprano, Pérmico tardío) justificada a partir de la falta de trabajos paleontológicos en la parte superior de la formación. La muestra M_{DZ}9 se localiza entre los niveles 14P-69 y 14P-70 de este estudio dentro de la zona de *M. bitteri* y por debajo de la zona de *Sw. fengshanensis* en el Capitaniano tardío, observándose una discrepancia temporal entre ambos datos. Para corroborar ambas observaciones, es necesaria la obtención de nuevos datos geoquímicos y otros datos paleontológicos para contrastarlos con los ya reportados.

Por otra parte, todos los conodontos representados en la Formación Monos, a excepción de *Mesogondolella bitteri* reportada únicamente en la Cuenca Phosphoria del noroeste de Laurencia, presentan una clara afinidad con aquellas descritas en las rocas pérmicas del suroeste de Texas, sureste de Nuevo México y en el Valle de las Delicias, Coahuila (Wardlaw, 2000; Wadlaw *et al.*, 2000). Esta correspondencia es observada también en el goniatite *Waagenoceras dieneri*? (King, 1930; Miller, 1945; 1953), el fusulínido *Parafusulina antimonienensis* (Dunbar, 1953; Stevens, 1995; Stewart *et al.*, 1997) y en los crinoideos *Pentaridica* (col.) *rothi*, *Cyclocaudex* cf. *C.* (col.) *jucundus*, *Cyclocaudex* cf. *C.* (col.) *costatus*, *Preptopremnum* (col.) *rugosum* y *Heterostelechus texanus* (Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007). Los braquiópodos *Cancrinella phosphatica*, *Bathymionia nevadensis* (*Waagenoconcha montpeleriensis* en Cooper *et al.*, 1953), *Rhynchopora taylori* y *Reticularia* (*Spirifellina* en Cooper *et al.*, 1953) *laxa* han sido reportados

tanto en la Cuenca Phosphoria como en la Cuenca Pérmica (Girty, 1910; King, 1930; Cooper *et al.*, 1953; Torres-Martínez *et al.*, 2019).

Asimismo, la presencia de los gondolélidos del grupo aserrata (“*Jinogondolella*”) *Mesogondolella nankingensis*, *Mesogondolella aserrata* y *Mesogondolella postserrata*, y de *Sweetognathus fengshanensis* juega un papel muy importante en el establecimiento de las afinidades paleobiogeográficas de las faunas de Los Monos, ya que el linaje del grupo aserrata y el género *Sweetognathus* se distribuyeron ampliamente en la Provincia Ecuatorial de Aguas Cálidas (*EWWP*) y, por consiguiente, en la Cuenca Pérmica del sur de Laurencia (Wardlaw y Grant, 1990; Wardlaw, 2000; Wardlaw *et al.*, 2000; Mei y Henderson, 2001) (Figura 1.2).

A partir de las asociaciones descritas en los niveles 14P-61 y 14P-62 se puede interpretar una correspondencia con la *EWWP* del sur y suroeste de Laurencia, asumiendo que el depósito de estas rocas debió ocurrir en un ambiente de aguas cálidas. Para el resto de la sucesión, esta correspondencia puede no ser tan evidente. El género *Hindeodus*, muy abundante dentro de la unidad, constituye un grupo de conodontos que presentó una distribución muy amplia, es decir, se caracterizó por ser cosmopolita a diferencia de los gondolélidos del grupo aserrata y de *Sweetognathus*. Así, *Hindeodus excavatus*, *Hindeodus permicus* e *Hindeodus typicalis* han sido reportados en los afloramientos de Texas, Nuevo México y Coahuila (Behnken, 1975; Wardlaw y Grant, 1990; Kozur y Mostler, 1995; Wardlaw, 2000; Wardlaw *et al.*, 2000) pero también en la Cuenca Phosphoria del noroeste de Norteamérica (Wardlaw y Collinson, 1984; 1986) por lo que su utilidad como indicadores paleobiogeográficos se vuelve deficiente si no existe algún otro espécimen de mayor valor.

De acuerdo con Mei *et al.* (2002), *Sweetognathus fengshanensis* ha sido reportado para el Guadalupiano de Texas y del sur de China dentro de la *EWWP*. No obstante, en la Formación Monos únicamente se reconoció un ejemplar correspondiente con esta especie, ubicado entre los niveles superiores de la columna que también presentaron especímenes de *Mesogondolella bitteri*, esta última reportada en Norteamérica únicamente en la Cuenca Phosphoria de la Provincia de Aguas Frías del Note (*NCWP*) (Behnken *et al.*, 1986; Wardlaw y Collinson, 1979; 1984; 1986). La relación observada entre estas asociaciones, aunado a la ausencia de cualquier otro gondolélido del grupo aserrata en la parte superior de la sucesión, podría indicar un ambiente de aguas templadas localizado en los límites de ambas provincias climáticas, y que a su vez pudo estar influenciado por las corrientes marinas de aguas frías que bordearon el oeste de Laurencia (Clapham, 2010).

Algunos estudios isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ en las calizas de un paleo-atolón en Japón han llevado a suponer la existencia de un periodo de enfriamiento durante el Capitaniano denominado Evento Kamura, el cual pudo ser responsable de la extinción de algunos grupos de organismos de aguas cálidas como algunos fusulínidos (Verbeekinidae), bivalvos (Alatoconchidae) y corales rugosos (Waagenophyllidae) (Izozaki *et al.*, 2007; 2011). Este evento habría influido en las comunidades biológicas, desplazando las fronteras entre las provincias climáticas y afectando mayormente a los organismos que habitaban en las zonas cálidas, pudiendo explicar la transición de una asociación típica de aguas cálidas en los niveles 14P-61 y 14P-62 a una más afín con aguas templadas en la parte superior de la formación. Sin embargo, de acuerdo con Genming *et al.* (2010) el Evento Kamura, descrito para el océano de la Panthalassa, no tuvo lugar en el océano Paleo-Tetis. Sus observaciones derivan de una serie de estudios isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ en rocas del Wordiano-Wuchiapingiano de las

secciones de Shangsi y Laibin. Además de las diferencias en las relaciones isotópicas obtenidas en su trabajo, Genming *et al.* (2010) argumenta que los resultados obtenidos por Izoaki *et al.* (2007) no son representativos para el océano de la Panthalassa debido a la poca cantidad de datos considerados en su estudio. La presencia de este periodo de enfriamiento en Norteamérica no ha sido documentada, de tal forma que su influencia en las poblaciones biológicas de Los Monos y otras localidades del sur de Laurencia es incierta.

La fuerte afinidad de las faunas de Los Monos con la *EWWP* y los depósitos de Texas, Nuevo México y Coahuila lleva a nuevas consideraciones sobre la paleogeografía de los depósitos de la Formación Monos en el noroeste de Sonora, del mismo modo que ocurre con las sucesiones de Sonora central, indicando también una autoctonía o parautoctonía de estos depósitos (ver discusión en el apartado 5.4.2).

Por otra parte, los ambientes sedimentarios reconocidos en esta sucesión presentan variaciones que van desde la zona de facies FZ-1 a la FZ-7, es decir desde la cuenca profunda hacia las zonas de aguas marinas abiertas, incluidos dentro una plataforma carbonatada bordeada (Figura 4.13) (ver Figura 2.1 para la correspondencia de ambientes). En este esquema, se han identificado cuatro microfacies distintas (MF-LM-1 a MF-LM-4) que dada su distribución a lo largo de la formación registran una tendencia a ambientes más someros desde la MF-LM-1 a la MF-LM-4 y posteriormente una profundización marcada por las microfacies MF-LM-2 y MF-LM-3. De manera general, estos ambientes de depósito se han relacionado a una cuenca de ante-arco asociada al arco continental del Pérmico debido a las características sedimentológicas presentes en los niveles siliciclásticos de la base de la formación (González-León, 1980; Arvizu *et al.*, 2009; Dobbs, 2017). De acuerdo con Dobbs (2017), la serie siliciclástica de la Formación Monos corresponde con depósitos volcaniclásticos distales de corrientes de turbidez asociados a ambientes profundos. Comparando estas observaciones con los resultados obtenidos en esta investigación, se puede observar claramente una somerización de la plataforma al mismo tiempo que el flujo de sedimentos derivados del arco volcánico se vuelve cada vez menor, hecho supuesto a partir de la ausencia o poca presencia de niveles volcaniclásticos en los niveles superiores de la Formación Monos.

Estos cambios en los ambientes sedimentarios pueden deberse, entre otras cosas, a variaciones en el nivel del mar, mismo que para finales del Guadalupiano llegó a los niveles más bajos registrados en el Fanerozoico (Izoaki *et al.*, 2008; Wignall *et al.*, 2009; Kofukuda *et al.*, 2014). Por otra parte, dado que los plutones relacionados con el arco del Pérmico de la región de Caborca presentan rangos de edad entre 273 y 260 Ma mientras que en el Desierto de Mojave se extienden hacia el Mesozoico, Dobbs (2017) considera una disminución en la actividad volcánica del arco hacia los 260 Ma (Guadalupiano-Lopingiano), condición que influyó en el tipo de sedimentación y que pudo haber afectado la configuración de la cuenca de depósito. No obstante, los resultados obtenidos son insuficientes para realizar una interpretación más precisa, por lo que resulta imprescindible incrementar los estudios de este tipo en las sucesiones de la Formación Monos.

5.4. CONSIDERACIONES FINALES

5.4.1. EDAD Y CORRELACIONES

Las tres localidades estudiadas representan los depósitos marinos pérmicos del margen suroeste de Laurencia, que actualmente se distribuyen en el noroeste y centro del estado de Sonora. La Caliza La Cueva y la Formación Mina México de Sonora central representan una edad que va desde el Kunguriano tardío al Roadiano ¿inferior-superior?, con un contacto transicional y diacrónico entre ellas que presenta un rango de edad del Kunguriano más tardío en el área de la Sierra Martínez al Roadiano temprano en el área del Cerro Las Rastras. La Formación Monos, en el noroeste de Sonora, presenta edades más jóvenes que las observadas en las localidades anteriores; con base en conodontos se ha determinado una edad del Capitaniano temprano-medio. Estas diferencias en edades dificulta el establecimiento de correlaciones bioestratigráficas entre ellas.

La Caliza La Cueva y la Formación Mina México se encuentran ampliamente distribuidas en una franja con orientación este-oeste en la parte central de Sonora, en localidades como el Cerro La Zacatera, el flanco oeste de la Sierra El Encinal, el área de Cobachi, la Sierra La Flojera y la Sierra Santa Teresa (Menicucci, 1975; Hewett, 1978; Schmidt, 1978; Stewart *et al.*, 1990; 1997; Poole *et al.*, 2005; Stevens *et al.*, 2014). Todos estos depósitos registran una sedimentación en ambientes de plataforma (Caliza La Cueva) hasta el Cisuraliano tardío (Kunguriano tardío) que cambia a una sedimentación sinorogénica (Formación Mina México) durante el límite Cisuraliano-Guadalupeño que incluye los sedimentos erosionados del frente orogénico del sur-sureste (Alóctono de Sonora) y de las áreas continentales emergidas al nor-noroeste (Laurencia). De acuerdo con Hewett (1978) y Schmidt (1978) la potencia alcanzada por la Formación Mina México supera los 2,000 m mientras que según Poole *et al.* (2005) sobrepasa los 1,000 m. En cualquier caso, estos espesores son mucho mayores que los observados en el área noreste del Cerro Las Rastras y en el flanco sur de la Sierra Martínez, por lo que se puede suponer que la Formación Mina México puede alcanzar una edad más joven que la aquí reportada, posiblemente Guadalupiano ¿medio?. Stevens *et al.* (2014) reportan que el emplazamiento del Alóctono de Sonora duró alrededor de 30 a 40 Ma desde el Pérmico temprano a medio, tiempo durante el cual la Formación Mina México debió depositarse, además reporta una edad guadalupiana en algunos niveles carbonatados de esta formación datadas con conodontos por C. A. Sandberg y F. G. Poole (datos no publicados); estos datos permiten suponer una sedimentación activa en la cuenca de antepaís, al menos, hasta el Guadalupiano inferior-medio (¿Wordiano?).

La Formación Monos en el área de Caborca, presenta una sedimentación de origen carbonatado del Capitaniano inferior-medio. No obstante, los primeros 200 m de la formación están representados por rocas volcanosedimentarias y carbonatadas arcillosas que no han podido ser datadas debido a la falta de fauna fósil pero que han proporcionado una edad de ~266 Ma (Wordiano tardío) obtenida a partir del análisis de circones detríticos (Dobbs, 2017). El ambiente de depósito ha sido relacionado con una plataforma carbonatada bordeada en una cuenca de antearco, asociada al arco cordillerano del Pérmico (Arvizu *et al.*, 2009; Arvizu e Iriando, 2015; Dobbs, 2017). Estas características nos sitúan en un ambiente tectónico distinto del considerado para los depósitos de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México, sucesiones que, aunque estrictamente no

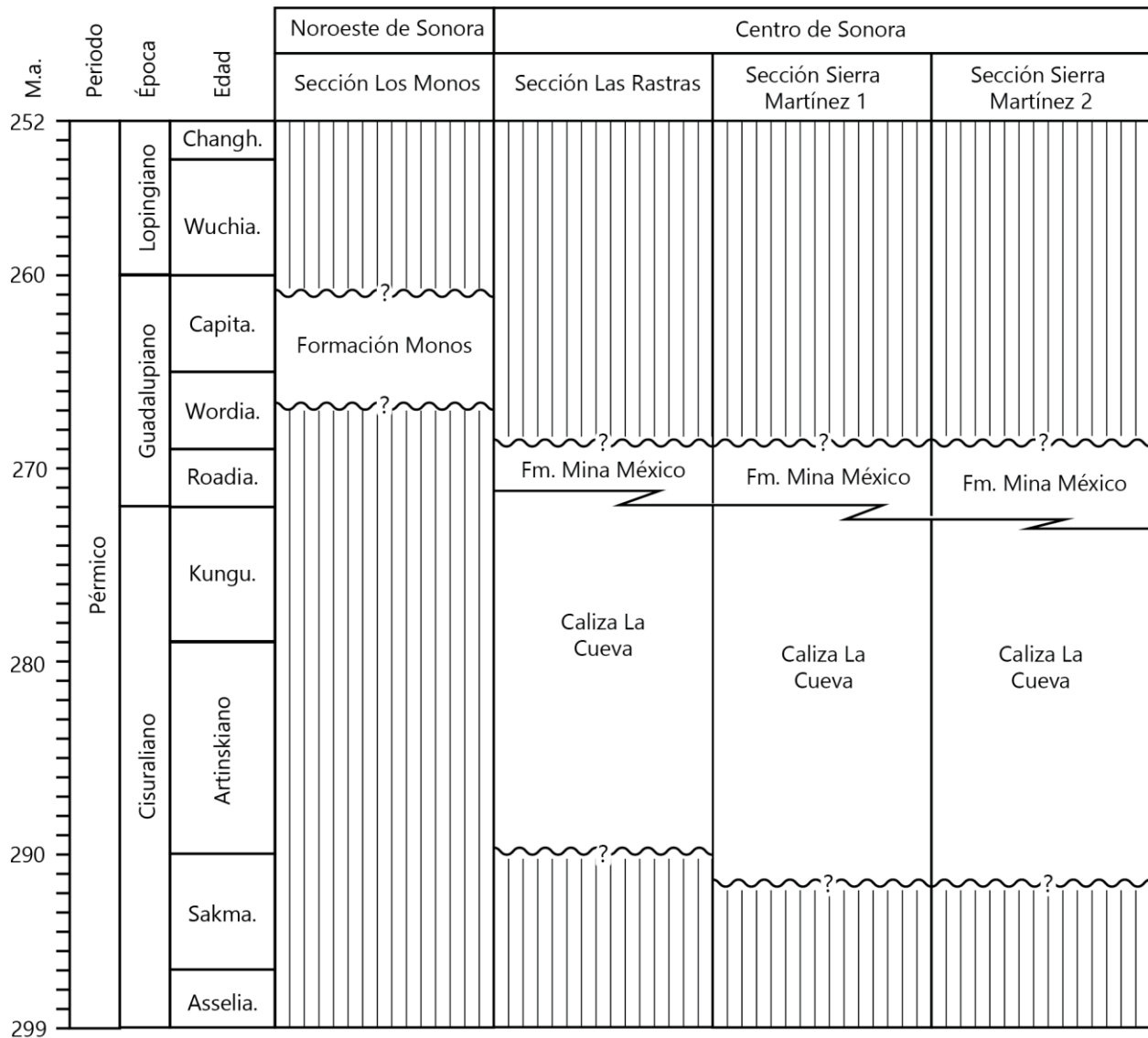


Tabla 5.1. Correlación en edad de las sucesiones estudiadas. Nótese la diacronía presente en el contacto entre la Caliza La Cueva y la Formación Mina México del centro de Sonora (después de Stevens *et al.*, 2014 y Dobbs, 2017).

presentan la misma edad, guardan una relación temporal relativamente cercana con ésta, pudiendo haber coincidido la sedimentación más tardía de la Formación Mina México con la más temprana de la Formación Monos (Tabla 5.1).

Sin embargo, no se ha propuesto ningún modelo tectónico o paleogeográfico que permita relacionar las cuencas de depósito en cuestión, resultando en un vacío informativo en la geología del Pérmico de Sonora. Posiblemente, en los estadios finales de la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora, ocurrió una exposición subaérea de la cuenca de antepaís que impidió el registro de sedimentos más jóvenes en ella a la par que el régimen tectónico del oeste de Pangea cambiaba para formar un margen activo con sus cuencas asociadas, una de las cuales registraría la sedimentación de la Formación Monos (Figura 5.1). De acuerdo con Isozaki *et al.* (2008), Isozaki (2009), Wignall *et al.* (2009) y Kofukuda *et al.* (2014), hacia finales del Guadalupiano se registra una serie de rápidas fluctuaciones en la eustasia global alcanzando los niveles más bajos registrados durante el

Fanerozoico, lo que podría explicar un cese de la sedimentación en los ambientes marinos más someros del suroeste de Laurencia. No obstante, la información presente hasta ahora es insuficiente para realizar una interpretación fundamentada de la evolución de las cuencas sedimentarias de esa época.

5.4.2. PALEOGEOGRAFÍA PÉRMICA DEL «BLOQUE CABORCA»

Mucho se ha discutido en este trabajo acerca de las afinidades paleobiogeográficas de las faunas de conodontos reportadas. De acuerdo con lo observado, se ha determinado una afinidad paleobiogeográfica con los depósitos de la Cuenca Pérmica y una paleoclimática con la Provincia Ecuatorial de Aguas Cálidas (*EWWP*), ambas localizadas al suroeste de Laurencia durante el Cisuraliano tardío y el Guadalupiano (Mazzullo, 1995; Mei y Henderson, 2001).

El Bloque Caborca ha sido considerado como un segmento del miogeoclinal cordillerano que presenta un desplazamiento de más de 1000 km en dirección sureste, desde una paleogeografía cercana a los actuales territorios del noroeste de los Estados Unidos. Este desplazamiento habría yuxtapuesto rocas paleozoicas con afinidad a la provincia de aguas frías (*NCWP*) con las rocas autóctonas del suroeste de Laurencia, indiscutiblemente dentro de la *EWWP*. Como se explicó anteriormente, de acuerdo con las asociaciones de conodontos reportadas en la Caliza La Cueva y la Formación Mina México del Kunguriano tardío-Roadiano y en la Formación Monos del Capitaniano temprano-medio, esta idea resultaría poco probable a menos que la edad del desplazamiento hubiese ocurrido antes del Cisuraliano tardío (Kunguriano), es decir antes del depósito de la Caliza La Cueva, lo cual contradice las hipótesis de la Megacizalla Mojave-Sonora y de la Transformante California-Coahuila (Anderson y Silver, 1979; Anderson y Silver, 1979; Anderson y Schmidt, 1983; Dickinson, 2000; Dickinson y Lawton, 2001).

Estas conclusiones conducen a suponer una autoctonía o parautoctonía de las rocas sedimentarias del Pérmico de Sonora respecto a los depósitos del suroeste de Laurencia (suroeste de Texas), al menos para las aquí estudiadas. De todo esto surge la necesidad de reevaluar la hipótesis del Bloque Caborca ya que un desplazamiento ocurrido después del depósito de la sucesión pérmica más joven (Formación Monos) no se sustenta con los datos micropaleontológicos observados. De esta forma, las hipótesis de la Megacizalla Mojave-Sonora y de la Transformante California-Coahuila propuestas por Anderson y Silver (1979) y por Dickinson (2000), respectivamente, parecen inviables.

Algunas ideas que sustentan la autoctonía o parautoctonía de las rocas paleozoicas de Sonora fueron resumidas por Stewart *et al.* (1999b); entre ellas se menciona que no se necesitan grandes desplazamientos para explicar la posición de los afloramientos paleozoicos de Sonora, además de que dichas rocas se correlacionan mejor con los afloramientos de Arizona y Nuevo México en lugar de hacerlo con los del norte de California y Nevada, como supondría la hipótesis de aloctonía. Asimismo, la idea de un origen autóctono o parautóctono de estas rocas implica una continuidad de los ambientes sedimentarios desde el sur de Arizona y Nuevo México hacia Sonora, lo que se traduce en un engrosamiento de las sucesiones sedimentarias de norte a sur; es decir, ambientes más someros al norte y más profundos al sur.

De igual forma, las afinidades paleobiogeográficas y paleoclimáticas de las sucesiones pérmicas muestran mayor relación con las del suroeste de Texas que con las del oeste de los Estados

Unidos. Ejemplo de esto puede ser observado si se analizan las asociaciones faunísticas contenidas en la Formación Monos considerada como parte del Miogeoclinal Cordillerano de Norteamérica ligado, a su vez, con la Cuenca Phosphoria de la *NCWP*; de ser esto cierto, ellas resultarían con afinidades propias de la esta provincia paleoclimática. Sin embargo, tanto en conodontos como en goniatites, fusulínidos y crinoideos se observa una correlación evidente con la Cuenca Pérmica y con los afloramientos de Coahuila de la *EWWP* (Girty, 1910; King, 1930; Miller, 1945; 1953; Cooper, 1953; Dunbar, 1953; Stevens, 1995; Stewart *et al.*, 1997; Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007).

Asimismo, evidencias recientes sobre el vulcanismo del arco volcánico pérmico en Sonora indican el inicio de su actividad durante el Pérmico temprano (~284 Ma, Artinskiano tardío), continuando en actividad hasta el Triásico Tardío (~221 Ma, Noriano temprano) (Arvizu *et al.*, 2009; Arvizu e Iriondo, 2015). Este fenómeno excluye la posibilidad de un desplazamiento lateral de las rocas de plataforma durante un periodo de casi 60 Ma, sustentando la idea de una autoctonía de los depósitos marinos pérmicos de Sonora.

Estas observaciones permiten realizar una nueva interpretación sobre la paleogeografía de las rocas pérmicas presentes en la región noroccidental y central de Sonora. Si se considera que el Bloque Caborca representa este segmento de rocas miogeoclinales de regiones frías, es decir, que existe un desplazamiento desde una paleogeografía contigua a los actuales territorios del noroeste de los Estados Unidos, entonces estaríamos dentro de un escenario con dos alternativas. La primera de ellas supondría que los factores paleoclimáticos y paleoecológicos predominan como controladores de la distribución de la biota por encima de factores puramente paleogeográficos y la segunda explicación podría ser que el desplazamiento de este bloque cortical terminó antes del Cisuraliano tardío (específicamente Kunguriano), a diferencia de lo propuesto en la hipótesis de la Megacizalla Mojave-Sonora y de la Transformante California-Coahuila (Anderson y Silver, 1974; Anderson y Silver, 1979; Anderson y Schmidt, 1983; Dickinson, 2000; Dickinson y Lawton, 2001).

Por otra parte y en un sentido completamente distinto a lo anterior, ya que estas rocas presentan una relación directa con los depósitos del suroeste de Laurencia, y en el caso de la Formación Monos también con el área del Valle de las Delicias, Coahuila, podemos suponer un origen autóctono o parautóctono de los depósitos que componen a las sucesiones estudiadas (Figura 5.1).

Ahora bien, lo anterior no excluye necesariamente la posibilidad de un desplazamiento anterior al depósito de la Caliza La Cueva (anterior al Kunguriano). Lawton *et al.* (2017) proponen un desplazamiento del borde suroeste de Laurencia de aproximadamente 3000 km como consecuencia de un límite transpresivo activo desde el Misisípico al Pérmico medio, antes del depósito de la Formación Mina México. Los datos obtenidos en esta investigación son contundentes en cuanto a las afinidades paleobiogeográficas y paleoclimáticas de los conodontos de Sonora central y noroccidental durante el Pérmico medio (Cisuraliano-Guadalupeño), pero no son suficientes para sustentar o descartar hipótesis de desplazamientos del Bloque Caborca más antiguos.

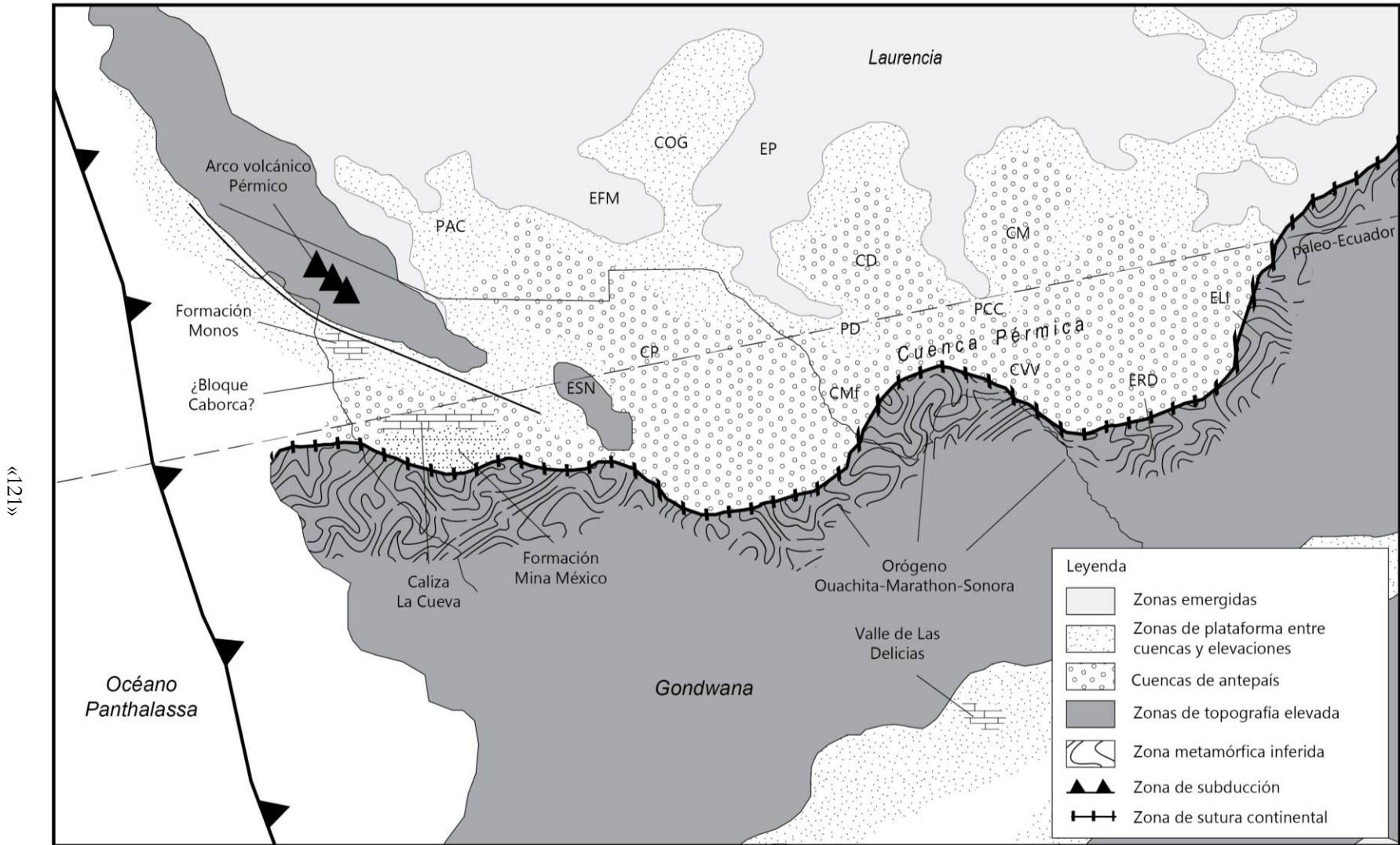


Figura 5.1. Reconstrucción paleogeográfica del suroeste de Laurentia hacia finales del Guadalupiano (260 Ma). La distribución de las cuencas de antepaís, de las plataformas carbonatadas y de las elevaciones, así como la sutura Ouachita-Marathon-Sonora corresponden con lo propuesto por Poole *et al.*, 2005. La reconstrucción paleogeográfica está basada en los trabajos de Scotese y Langford, 1995 y Blakey, 2007. La posición del paleo-Ecuador corresponde con lo propuesto por Scotese y Langford, 1995. El arco volcánico pérmico corresponde con el trabajo de Arvizu e Iriondo, 2015. CD: Cuenca Delaware; CM: Cuenca Midland; CMf: Cuenca Marfa; COG: Cuenca Oro Grande; CP: Cuenca Pedregosa; CVV: Cuenca Val Verde; EFM: Elevación Florida-Moyotes; ELI: Elevación El Llano; EP: Elevación Pederal; ERD: Elevación Río Devil; ESN: Elevación Sierra El Nido; PAC: Plataforma de Arizona central; PCC: Plataforma Cuenca Central; PD: Plataforma Diablo.

Esta página se ha dejado en blanco para la versión impresa

CONCLUSIONES

El desarrollo de esta investigación permitió la obtención de una serie de conclusiones que ayudaron a caracterizar la bioestratigrafía y la paleogeografía de las sucesiones de la Caliza La Cueva, de la Formación Mina México y de la Formación Monos, todas ellas expuestas en el estado de Sonora. Estas conclusiones se resumen a continuación:

- Esta investigación constituye el primer trabajo bioestratigráfico de conodontos de las sucesiones pérmicas del noroeste de México. Particularmente representa los primeros reportes fehacientes de los conodontos de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México del centro de Sonora, y de la Formación Monos del noroeste de Sonora.
- Las asociaciones de conodontos presentes en la Caliza La Cueva están representadas por las especies de *Neostreptognathodus prayi*, *Neostreptognathodus sulcopicatus*, *Sweetognathus whitei*, *Sweetognathus subsymmetricus*, *Hindeodus minutus*, *Hindeodus* aff. *H. gulloides*, *Pseudobindeodus angustus* y *Gullodus tieqiaoensis*, reportadas en el área del Cerro Las Rastras y en el flanco sur de la Sierra Martínez. De acuerdo con los datos publicados hasta el momento, el reporte de *Gullodus tieqiaoensis* representa el primero de su tipo en Norteamérica.
- La edad de la Caliza La Cueva en la Sección Las Rastras corresponde con la zona de *Neostreptognathodus prayi*-parte media de la zona de *Sweetognathus subsymmetricus* del Kunguriano tardío en los niveles 18LR-1 al 18LR-6 a la parte ¿media-superior? de la zona de *Sw. subsymmetricus* del Roadiano temprano desde el nivel 18LR-8 y hasta la cima de la sucesión. En la Sección Sierra Martínez 1 y Sección Sierra Martínez 2, esta edad corresponde únicamente con el Kunguriano tardío de la zona de *Neostreptognathodus prayi* ya que no se observaron variaciones en las asociaciones reportadas.
- Los ambientes sedimentarios presentes en la Caliza La Cueva en la Sección Las Rastras corresponden con las zonas profundas, el talud y la zona de bancos de arenas marginales de una plataforma carbonatada, con la zona de bancos de arenas marginales en la Sección Sierra Martínez 1 y con el talud y los ambientes de aguas marinas abiertas en la Sección Sierra Martínez 2. De acuerdo con las sucesiones paleoambientales observadas en cada una de estas secciones, los niveles superiores de la Caliza La Cueva están caracterizados por una relativa profundización hacia el contacto con la Formación Mina México. Lo anterior ha sido interpretado como el

resultado de una flexura en la plataforma con una profundización progresiva debido a los esfuerzos compresivos de la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora.

- La Formación Mina México está caracterizada por una asociación de conodontos determinada por *Sweetognathus subsymmetricus*, *Hindeodus* aff. *H. gulloides*, *Gullodus tieqiaoensis*, *Mesogondolella siciliensis* y *Pseudosweetognathus costatus* reportados en las localidades del Cerro Las Rastras y del flanco sur de la Sierra Martínez. *Gullodus tieqiaoensis* y *Pseudosweetognathus costatus* representan los primeros reportes de su tipo en Norteamérica.
- La edad de la Formación Mina México en la Sección Las Rastras está asociada a la ausencia de *Neostreptognathodus*, además de la presencia de formas características del Roadiano de Norteamérica como *Hindeodus* aff. *H. gulloides*. Esta edad se ha asignado a un rango que va desde el Kunguriano más tardío en la parte media-superior de la zona de *Sweetognathus subsymmetricus* en los niveles 17LR-4 y 18LR-13 al Roadiano ¿inferior-superior? en la parte superior de la zona de *Sweetognathus subsymmetricus* de acuerdo con la aparición de *Mesogondolella siciliensis* en el nivel 18LR-19. En las secciones Sierra Martínez 1 y 2, la Formación Mina México queda asociada a un rango de edad del Kunguriano tardío en la zona de *Neostreptognathodus prayi*- parte media-superior de la zona de *Sweetognathus subsymmetricus* en los niveles cercanos al contacto con la Caliza La Cueva, pudiendo extenderse hacia el Roadiano tardío.
- Los ambientes sedimentarios reconocidos dentro de los niveles carbonatados de la Formación Mina México corresponden con facies más profundas que las observadas en la Caliza La Cueva. En las tres secciones estudiadas se observó la presencia de flujos de detritos relacionados al talud y al pie del talud. Algunos de estos depósitos presentaron asociaciones típicas de aguas someras resedimentadas en ambientes más profundos. Los ambientes de la Formación Mina México presentan una clara tendencia de profundización, la cual ha sido asociada a los efectos de la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora sobre la cuenca de antepaís que captó la sedimentación de la Formación Mina México. De acuerdo con esto, los flujos de detritos carbonatados presentes se encuentran asociados a una fuente localizada en los bordes de la plataforma, que para esa época debió encontrarse en una posición más septentrional a la de las localidades estudiadas.
- Dadas las edades obtenidas para las sucesiones de la Caliza La Cueva y de la Formación Mina México en el Cerro Las Rastras y en el flanco sur de la Sierra Martínez, se ha observado una aparente diacronía de aproximadamente ~3 Ma (de acuerdo con los datos micropaleontológicos) en el contacto entre ambas formaciones, siendo más antiguo en el área sur de la Sierra Martínez (Kunguriano tardío) que en el área del Cerro Las Rastras (Roadiano temprano). Esto puede ser debido a una serie de interdigitaciones producto de los cambios en los ambientes sedimentarios o por la configuración de la cuenca de depósito originada durante la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora.
- Los conodontos presentes en la Formación Monos están representados por *Mesogondolella nankingensis*, *Mesogondolella aserrata*, *Mesogondolella postserrata*, *Mesogondolella bitteri*, *Hindeodus excavatus*, *Hindeodus permicus*, *Hindeodus* sp. A, *Hindeodus typicalis* y *Sweetognathus fengshanensis*.
- La edad de los dos tercios superiores de la Formación Monos se ha correlacionado con el Capitaniano temprano-medio, posiblemente desde la base de la zona de *Mesogondolella postserrata* en los niveles 14P-61 y 14P-62 y hasta la base de la zona de *Sweetognathus fengshanensis*-parte

superior de la zona de *Mesogondolella bitteri* en los niveles 14P-70 a 14P-73, ligeramente más joven a lo considerado anteriormente (Wordiano).

- Los ambientes sedimentarios reconocidos en la sucesión estudiada de la Formación Monos presentan variaciones que van desde la cuenca profunda hacia las zonas de aguas marinas abiertas, incluidos dentro una plataforma carbonatada bordeada dentro de una cuenca de ante-arco asociada al Arco Cordillerano Pérmico. Debido a la sucesión de paleoambientes observada, se ha reconocido una somerización de la plataforma, al mismo tiempo que el flujo de sedimentos derivados del arco volcánico se vuelve cada vez menor, hecho supuesto a partir de la ausencia o poca presencia de niveles volcanoclásticos en los niveles superiores de la Formación Monos.
- La presencia abundante de *Sweetognathus* en la Caliza La Cueva y en la Formación Mina México del Kunguriano tardío-Roadiano ¿inferior-superior?, y de *Sweetognathus* y del grupo aserrata ("*Jinogondolella*") en la Formación Monos (Capitaniano temprano-medio) indican una clara afinidad con la Provincia Ecuatorial de Aguas Cálidas (*EWWP*) localizada en el borde sur de Laurencia durante el Pérmico. Asimismo, las asociaciones de conodontos descritas se correlacionan con aquellas del suroeste de Texas, sureste de Nuevo México y Coahuila, esta última sólo con la Formación Monos.
- Los datos paleogeográficos y paleoclimáticos obtenidos sugieren una autoctonía o parautoctonía de los depósitos pérmicos del estado de Sonora respecto a los del suroeste de Laurencia, indicando que estas rocas representan la continuación de su plataforma carbonatada. A partir de esto, las hipótesis de la Megacizalla Mojave-Sonora y de la Transformante California-Coahuila parecen inviables. De tal forma que el desplazamiento del Bloque Caborca, si se considera real, debió terminar antes del Cisuraliano tardío (específicamente Kunguriano). Los datos obtenidos en esta investigación son contundentes en cuanto a las afinidades paleobiogeográficas y paleoclimáticas de los conodontos de Sonora central y noroccidental durante el Pérmico medio (Cisuraliano-Guadalupeño), pero no son suficientes para sustentar o descartar hipótesis de desplazamientos del Bloque Caborca más antiguos.
- A partir de los resultados bioestratigráficos, paleogeográficos, paleoclimáticos y paleoambientales obtenidos se plantea una hipótesis que intenta explicar las relaciones paleogeográficas entre los depósitos estudiados. En ella se considera una exposición subaérea de la cuenca de antepaís donde se depositó la Formación Mina México durante los estadios finales de la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora, lo cual impidió el registro de sedimentos más jóvenes en esta cuenca a la par que el régimen tectónico del oeste de Pangea cambiaba para formar un margen activo con sus cuencas asociadas, una de las cuales registraría la sedimentación de la Formación Monos. Hacia finales del Guadalupiano se registra una serie de rápidas fluctuaciones en la eustasia global llegando a los niveles más bajos registrados durante el Fanerozoico, lo que podría explicar un cese de la sedimentación en los ambientes marinos más someros del suroeste de Laurencia, dando sustento a la idea anterior.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aldridge, R.J., Briggs, D.E.G., Clarkson, E.N.K., Smith, P.M. (1986): *The affinities of conodonts - new evidence from the Carboniferous of Edinburg, Scotland*. Lethaia 19, 279-291.
- Aldridge, R.J., Briggs, D.E.G., Smith M.P., Clarkson E.N.K. (1993): *The anatomy of conodonts*. Philos. T. Roy. Soc. Lon. B, 340, 405-421.
- Aldridge, R.J., Theron, J.N. (1993): *Conodonts with preserved soft tissue from a new Ordovician Konservat - Lagerstätte*. J. Micropaleontol. 12(1), 113-117.
- Anderson, T.H., Schmidt, V.A. (1983): *The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time*. Geo. Soc. Am. Bull. 94, 941-966.
- Anderson, T.H., Silver, L.T. (1977): *U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora*. Econ. Geol. 72, 827-836.
- 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*. Geol. Soc. Am. Field Trip 27 Guidebook, Univ. Pittsburgh, Pennsylvania, 59-69.
- Anderson, T.H., Silver, L.T. (1981): *An overview of Precambrian rocks in Sonora*. UNAM, Instituto de Geología, Rev. 5(2), 131-139.
- Armin, R.A. (1987): *Sedimentology and tectonic significance of Wolfcampian (Lower Permian) conglomerates in the Pedregosa basin: Southeastern Arizona, southwestern New Mexico, and northern Mexico*. Geol. Soc. Am. Bull. 99, 42-65.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A. (2015): *Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México: Evidencia del inicio del arco magmático cordillerano en el SW de Laurencia*. Bol. Soc. Geol. Mex. 67(3), 545-586.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Solís-Pichardo, G., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R. (2009): *Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica*. Rev. Mex. Cienc. Geol. 26, 709-728.
- Bando, Y., Bhatt, D.K., Gupta, V.J., Hayashi, S., Kozur, H., Nakasawa, K., Wang, Z.H. (1980): *Some remarks on the conodont zonation and stratigraphy of the Permian*. Rec. Res. Geol. (India) 8, 53 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Villasuso-Martínez, R. (2006): *Revisión estratigráfica y estructura de la Sierra Plomosa, Chihuahua*. Rev. Mex. Cienc. Geol. 33(2), 221-238.
- Barron, E.J., Fawcett, P. J. (1995): *The Climate of Pangaea: A Review of Climate Model Simulations of the Permian*. En: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (eds.): *The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 3-19.
- Barskov, L.S., Kororleva, N.V. (1970): *Pervaya nakhodka verkhnepermskikh konodontovna territorii USSR*. Dokl. Akad. Nauk USSR 194, 933-934.
- Behnken, F.H. (1975): *Leonardian and Guadalupian (Permian) Conodont Biostratigraphy in Western and Southwestern United States*. J. Paleontol. 49(2), 274-315.
- Behnken, F.H., Wardlaw, B.R., Stout, L.N. (1986): *Conodont biostratigraphy of the Permian Meade Peak Phosphatic Shale Member, Phosphoria Formation, southeastern Idaho*. Cont. Geol. University of Wyoming 24(2), 169-190.
- Bender, H., Stoppel, D. (1965): *Perm-Conodonten*. Geol. Jb. Hannover 82, 331-64.
- Bensh, F.R. (1987). *Revision of the Pseudofusulins systematics, the genus Pseudofusulina Dunbar et Skinner, 1931 and similar genera*. Acad. Sci. USSR Questions of Micropaleontology 29, 20-53.
- Bensh, F.R. (1991): *Praeskinnerella-novoye nazvaniye dlya roda Guembelites Bensh, (Fusulinida)*. Paleontolo. Zh. 4, 107 p.
- Beyers, J.M., Orchard, M.J. (1991): *Upper Permian and Triassic conodont faunas from the Cache Creek Complex, south-central British Columbia, Canada*. En: Orchard J.M., McCracken, A.D. (eds): *Ordovician to Triassic Conodont Paleontology of the Canadian Cordillera*, Geol. Surv. Can., Bull. 417, 269-287.
- Bitter, P.H. von (1972): *Environmental control of conodont distribution in the Shawnee Group (Upper Pennsylvanian) of eastern Kansas*. Kansas Univ. Paleontol. Cont. 59, 105 p.
- Blakey, R.C. (2007): *Carboniferous-Permian paleogeography of the assembly of Pangaea*. En: Wong, T.E. (ed.): *Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy*. Royal Dutch Academy of Arts and Sciences, Amsterdam, 443-456.
- Boardman, D.R., Wardlaw, B.R., Nestell, M.K. (2009): *Stratigraphy and Conodont Biostratigraphy of the Uppermost Carboniferous and Lower Permian from the North American Midcontinent*. Kansas Geol. Surv. Bull. 255, 253 p.
- Boogaard, M. van den (1987): *Lower Permian conodonts from western Timor (Indonesia)*. Proc. Kon. Netherland. Akad. Wetensch. Ser. B. 90(1), 15-39.
- Böse, E. (1919): *The Permo-Carboniferous ammonoids of the Glass Mountains, West Texas and their stratigraphic significance*. Texas Univ. Bull. 1962 (1917), 241 p.
- Boudagher-Fadel, M.K. (2008): *Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera*, *Developments in Paleontology and Stratigraphy* 21. Elsevier, Amsterdam, 544 p.
- Briggs, D.E.G., Clarkson, E.N.K., Aldridge, R.J. (1983): *The conodont animal*. Lethaia, 16, 1-14.
- Buch, I.P., Delattre, M.P. (1993): *Permian and lower Triassic stratigraphy along the 30th parallel, eastern Baja California Norte, Mexico*. En: Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds.): *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. Boulder, Colorado 279, 77-90.
- Budorov, K.J., Gupta, V.J., Kachroo, R.K. (1984): *Some Permian conodonts from the Zewan Formation, Kashmir Himalaya*. J. Geol. Soc. India 25(8), 533-536.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Almazán-Vázquez, E., Vachard D., (2007): *Middle Permian crinoids (Echinodermata, Crinoidea) from Cerros Los Monos, Caborca, Sonora, Mexico and paleogeographic considerations*. Rev. Mex. Cienc. Geol. 24(3), 344-353.
- Burret, C., Udchachon, M., Thassanapak, H., Chitnarin, A. (2015): *Conodonts, radiolarians and ostracodes in the Permian E-Lert Formation, Loei Fold Belt, Indochina Terrane, Thailand*. Geol. Mag. 152(1), 106-142.
- Calvin, H.S., Belasky, P. (2009): *Nature of Permian faunas in western North America: a key to the understanding of the history of allochthonous terranes*. En: Ferrari, D.M., Guiseppi, A.R. (eds.):

- Geomorphology and Plates Tectonics, Nova Science Publishers, 275-310.
- Campa, M.F. (1984): *The tectonostratigraphic terranes and the thrust belt in Mexican territory*. En: Howell, D.G., et al. (eds.): Proceedings of the Circum-Pacific Terrane Conference: Stanford University Publications in the Geological Sciences, v. 18, p. 44-46.
- Campa, M.F., Coney, P.J. (1983): *Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico*. Can. J. Earth Sci. 20, 1040-1051.
- Campbell, M. Crocker, J. (1993): *Geology west of the Canal de Las Ballenas, Baja California, Mexico*. En Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds): The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 279.
- Carey, S.P., Burret, C.F., Chaodumrong, P., Wongwanich, T., Chonglakmani, C. (1995): *Triassic and Permian conodonts from Lamphang and Ngao Groups, northern Thailand*. Courier Forsch. Inst. Senckenberg 182, 497-513.
- Centeno-García, E. (2005): *Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 393, 233-255.
- Chalimbadia, V.G., Silantiev, V.V. (1998): *Conodonts from the Upper Permian type strata of European Russia*. Proc. R. Soc. Victoria 110(2), 137-145.
- Chernykh, V.V., Ritter, S. (1996): *Conodont Biostratigraphy of the Nikolsky section (southern Urals), a progress report*. Permophiles 29, 37-40.
- Clapham, M.E. (2010): *Faunal evidence for a cool boundary current and decoupled regional climate cooling in the Permian of western Laurentia*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 289, 348-359.
- Clark, D.L. (1972): *Early Permian crisis and its bearing on Permian-Triassic taxonomy*. Geol. Palaeontol. SB 1, 147-158.
- Clark, D.L., Ethington, R.L. (1962): *Survey of Permian conodont in western North America*. Brigham Young Univ. Geol. Studies 9(2), 102-114.
- Clark, D.L., Behnken, F.H. (1971): *Conodonts and Biostratigraphy of the Permian*. Geol. Soc. Am. Memoir 127, 415-439.
- Clark, D.L., Behnken, F.H. (1979): *Evolution and Taxonomy of the North American Upper Permian Neogondolella serrata complex*. J. Paleont. 53(2), 263-275.
- Clark, D.L., Carr, T.R., Behnken, F.H., Wardlaw, B.R., Collinson, J. (1979): *Permian conodont biostratigraphy in the Great Basin*. En: Sandberg, C.A., Clark, D.L. (eds): Conodont Biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains, Brigham Young Univ. Geol. Studies 26(3), 43-150.
- Coney, P.J., Campa, M.F. (1984): *Terrenos sospechosos de aloctonía y acreción del occidente y sur del continente norteamericano*. Bol. Uni-Son 1, 1-24.
- Coney, P.J., Campa, M.F. (1987): *Litotectonic terrane map of Mexico (west of the 91st meridian)*. U.S. Geol. Sur. Misc. Field Studies Map MF-1874-D, scale 1:2 500 000.
- Coogan, A.H. (1960): *Stratigraphy and Paleontology of the Permian Nosoni and Dekkas Formations (Bollibokka Group)*. U. Cal. Pub. Geol. Sci. 36(5), 243-315.
- Cooper, G.A. (1953): *Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, México. Stratigraphy and faunal zones*. En: Cooper, G.A., Dunbar, C.O., Duncan, H., Miller, A.K., Knight, J.B. (eds.): Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico. Smithsonian Misc. Collect. 119(2), 1-13.
- Cooper, G.A., Arellano, A.R.V. (1946): *Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, Mexico*. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 30(4), 606-611.
- Cooper, G.A., Dunbar, C.O., Duncan, H., Miller, A.K., Knight, J.B. (1953): *Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, México*. Smithsonian Misc. Collect. 119(2), 1-111.
- Corona-Esquivel, R. J.J. (1981): *Estratigrafía de la región de Olinálá-Teocoyunca, noreste del estado de Guerrero*. UNAM, Instituto de Geología, Rev. 5(1), 17-24.
- Corral-Gastélum, R., Ruíz-Romo, T., Hernández-Rábago, P.I. (1999): *Carta Geológico-Minera San Felipe H11-3 Baja California y Sonora*. SGM, Pachuca, Hidalgo, México.
- Crowell, J.C. (1978): *Gondwana glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change*. Am. J. Sci. 278, 1345-1372
- Díaz, T.G., Navarro, G. (1964): *Litología y correlación estratigráfica del Paleozoico Superior en la región de Palomas, Chihuahua, México*. AMGP Boletín 16, 107-120.
- Dickinson, W.R., (2000): *Geodynamic interpretation of Paleozoic tectonic trends oriented oblique to the Mesozoic Klamath-Sierran continental margin in California*. En: Gehrels, G.E., Soreghan, M.J. (eds.): Paleozoic and Triassic paleogeography and tectonics of western Nevada and northern California. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 347, 209-245.
- Dickinson, W.R., Lawton T.F. (2001): *Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 113, 1142-60
- Dobbs, S. (2017): *The middle Permian Monos Formation: stratigraphic and detrital zircon evidence for Permian Cordilleran arc development along the southwest margin of Laurentia (northwest Sonora, Mexico)*. Northern Arizona University, Tesis de Maestría, 174 p.
- Donoghue, P.C.J., Forey P.L.M. y Aldridge R.J. (2000): *Conodont affinity and chordate phylogeny*. Biological Reviews 75, 191-251.
- Dunbar, C.O. (1939): *Permian fusulines from Sonora*. Geol. Soc. Am. Bull. 50(11), 1745-1760.
- Dunbar, C.O. (1953): *A giant Permian fusuline from Sonora*. En: Cooper, G.A., Dunbar, C.O., Duncan, H., Miller, A.K., Knight, J.B. (eds.): Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico. Smithsonian Misc. Collect. 119(2), 14-19.
- Dunbar, C.O., Skinner, J.W. (1931): *New fusulinid genera from the Permian of west Texas*. Am. J. Sci. 5-22(129), 252-268.
- Dunbar, C.O., Skinner, J.W. (1937): *Permian Fusulinidae of Texas; in The geology of Texas*. Texas Univ. Bull. 3701 3(2), 517-825.
- Dunham, R.J. (1962): *Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture*. En: Ham, W.E. (ed.): Classification of Carbonate Rocks, AAPG, Tulsa, 108-121.
- El Albani, A., Vachard, D., Fürsich, F., Buitrón-Sánchez, 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.
- Ellison, S. (1941): *Revision of the Pennsylvanian Conodonts*. J. Paleontol. 15(2), 107-143.

- Embry, A.F. Klován, J.E. (1971): *A Late Devonian Reef Tract on Northeastern Banks Island*. Can. Petrol. Geol. 19, 730-781.
- Enpu, G., Samankassou, E., Changqing, G., Yongli, Z., Baoliang, S. (2007a): *Paleoecology of Pennsylvanian phylloid algal buildups in south Guizhou, China*. Facies, 53(4), 616-623.
- Enpu, G., Yongli, Z., Changqing, G., Samankassou, E., Baoling, S. (2007b): *Paleoecology of Late Carboniferous Phylloid Algae in Southern Guizhou, SW China*. Acta Geol. Sin., 81(4), 566-572.
- Enpu, G., Yongli, Z., Changqing, G., Xiaohong, C. (2012): *The Carboniferous reefs in China*. J. Paleogeogr. 1(1), 27-42.
- Fitts, E. D. (1989): *Metasedimentary strata of Ejido Serdán*. San Diego State University, Tesis de Maestría, 126 p.
- Flores de Dios, A., Vachard, D., Buitrón-Sánchez, B.E. (2000): *La cubierta sedimentaria pérmica superior (Formaciones Olinálá, Ihualtepec y Yododeñe) de los terrenos Zapoteco y Mixteco, evolución sedimentológica e interpretaciones paleogeográficas* (resumen), en 2a. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jal., México, Unión Geofísica Mexicana, GEOS 20, 324-325.
- Flügel, E. (2010): *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, 984 p.
- Fuchs, T. (1895): *Studien über Fucoiden und Hieroglyphen*. Denkschrk. Ak. Wiss. Wien. Matem. Naturw. Kl. 62, 369-448.
- Gabbot, S.E., Aldridge, R.J. y Theron, J.N. (1995): *A giant conodont with preserved muscle tissue from the Upper Ordovician of South Africa*. Nature 374, 800-803.
- Garzanti, E., Nicora, A., Tintori, A., Sciunnach, D., Angiolini, L. (1994): *Late Paleozoic stratigraphy and petrography of the Thini Chu Grono (Manang, central Nepal): Sedimentary record of Gondwana glaciation and riftin of Neotethys*. Riv. It. Paleont. Strat. 100(2), 155-194.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D. (1977): *Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Babía Kino*. Geol. Soc. Am. Bull. 88, 189-198.
- Gemmellaro, G.G. (1887): *La Fauna dei Calcari con Fusulina della Valle del Fiume Sosio nella Provincia di Palermo, Fasc. 1 Ammonoidea*. Giornale di Scienze Naturali e Economiche 19, 1-106.
- Genming, L., Junhuan, H., Xiao, B., Xia, W., Jiixin, Y., Schucheng, X. (2010): *Absence of Middle Permian Kamura Event in the Paleo-Tethys Ocean*. J. Earth Sci. 21, 86-89.
- Girty, G.H. (1908): *The Guadalupian fauna*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 58, 651 p.
- Girty, G.H. (1910): *The fauna of the phosphate beds of the Park City formation in Idaho, Wyoming and Utah*. U.S. Geol. Surv. Bull. 436, 1-82.
- Globensky, Y. (1967): *Middle and Upper Mississippian conodonts from the Windsor Group of the Atlantic Provinces of Canada*. J. Paleont. 41, 432-448.
- Gómez-Luna, M.E., Martínez-Cortés, A. (1997): *Relationships and differences between the Triassic ammonoid successions of northwestern Sonora, Mexico, and west-central Nevada, U.S.A.* Rev. Mex. Cienc. Geol. 14(2), 208-218.
- González-León, C.M. (1980): *La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la sierra del Álamo, estado de Sonora*: UNAM, Instituto de Geología, Rev. 4(1), 13-18.
- González-León, C.M. (1986): *Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, noreste de Sonora*. UNAM, Instituto de Geología, Rev. 6(2), 117-135.
- González-León, C.M. (1989): *Evolución de terrenos mesozoicos en el noroeste de México*: Bol. Depto. Geol. Uni-Son 6, 39-54.
- González-León, C.M. (1997): *The Triassic-Jurassic boundary in the Antimonio Formation from new evidences*. En: González-León, C.M., Stanley, G.D., (eds.): *Us-Mexico cooperative research: International workshop on the geology of Sonora memoir*. Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México Publicaciones Ocasionales, 1, 33-36.
- González-León, C.M., Stanley, Jr., 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*. En: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.): *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 393, 259-282.
- Griffith, R., Hoobs, J. (1993): *Geology of the southern Sierra Calamajue, Baja California Norte, Mexico*. En: Gastil, R.G., Miller, R. H. (eds.): *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 279.
- Gullo, M., Kozur, H. (1992): *Conodonts from the pelagic deep-water Permian of central Western Sicily (Italy)*. Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh. 184(2), 203-234.
- Handschy, J.W., Dyer, R. (1987): *Polyphase deformation in Sierra del Cuervo, Chihuahua, México: Evidence for Ancestral Rocky Mountain tectonics in the Ouachita foreland of northern Mexico*. Geol. Soc. Am. Bull. 99, 618-632.
- Henderson, C.M. (1988): *Conodont paleontology and biostratigraphy of the Upper Carboniferous to Lower Permian Canyon Fiord, Belcher Channel, Nansen, unnamed, and Van Hauen formations, Canadian Arctic Archipelago*. Universidad de Calgary, Canadá, Tesis Doctoral, 287 p.
- Henderson, C.M. (2016): *Permian conodont biostratigraphy*. En: Lucas, S.G., Shen, S.Z. (eds.): *The Permian Timescale*. Geol. Soc. Lon. Spec. Pub. 450, 119-142.
- Henderson, C.M., Orchard, M.J. (1991): *Gondolelloides, a new Lower Permian conodont genus from western and northern Canada*. En: Orchard, M.J., McCracken, A.D. (eds.): *Ordovician to Triassic Conodont Paleontology of the Canadian Cordillera*, Geol. Surv. Can. Bull. 417, 253-267.
- Henderson, C.M., Mei, S. (2000): *Geographical cline in Permian Neogondolellids and its role in taxonomy: a brief introduction*. Permophiles 36, 32-37.
- Henderson, C.M., Mei, S. (2003): *Stratigraphic versus environmental significance of Permian serrated conodonts around the Cisuralian-Guadalupian boundary: new evidence from Oman*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 191, 301-328.
- Henderson, C.M., Mei, S.L., Wardlaw, B.R. (2002): *New conodont definitions at the Guadalupian-Lopingian boundary*. En: Hills, L.V., Henderson, C.M., Bamber, E.M. (eds.): *Carboniferous and Permian of the World*. Can. Soc. Pet. Geol. Memoir 19, 725-735.

- Henry, A. J. (1966): *Reconnaissance geology of the southeastern Sierra de Pintas, Baja California (Senior report)*: San Diego State University, Department of Geological Sciences 10, 16 p.
- Hewett, R.L. (1978): *Geology of the Cerro La Zacatera area, Sonora, Mexico*: Flagstaff, U.S.A., Northern Arizona University, Tesis de Maestría, 99 p.
- Himes-Madero, D. (1968): *Analysis of gravity, magnetic and Surface geologic data, northern Chihuahua, Mexico*. Rice University, Tesis, 52 p.
- Hinde, G.J. (1879): *On conodonts from the Chazy and Cincinnati Group of the Cambro-Silurian, and from the Hamilton and Gnesee-Shale divisions of the Devonian, in Canada and the United States*. Geol. Soc. London Quart. Jour. 35, 351-369.
- Igo, H. (1981): *Permian conodont biostratigraphy of Japan*. Paleontol. Soc. Jpn. Sepec. Pap. 24, 1-51.
- Imlay, R. W. (1939) *Paleogeographic studies in northeastern Sonora*. Geol. Soc. Am. Bull. 50, 1723-1744.
- Isozaki, Y., Kawahata, H., Ota, A. (2007): *A unique carbon isotope record across the Guadalupian-Lopingian (Middle-Upper Permian) boundary in mid-oceanic paleoatoll carbonates: the high-productivity "Kamura event" and its collapse in Pantthalassa*. Global Planet. Change 55, 21–38.
- Isozaki, Y., Yao, J., Ji, Z., Saitoh, M., Kobayashi, N., Sakai, H. (2008): *Rapid sea-level change in the Late Guadalupian (Permian) on the Tethyan side of South China: litho- and biostratigraphy of the Chaotian section in Sichuan*. Proc. Jpn. Acad. Ser. B. 84, 344-353.
- Isozaki, Y., Aljinovic, D., Kawahata, H. (2011): *The Guadalupian (Permian) Kamura event in European Tethys*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 308, 12-21.
- James, A. H. (1973): *Structure and stratigraphy of the southern Sierra de Pintas, Baja California, Mexico*. San Diego State University, Department of Geological Sciences, Tesis de Maestría, 56 p.
- Jin, Y.G. (1960): *Conodonts from the Kufeng Suite (Formation) of Lungtan, Nanking*. Acta Palaeontol. Sinica 8(3), 230–248.
- Juárez-Arriaga, E. (2006): *Marco de Estratigrafía de Secuencias para la Sucesión Sedimentaria Terrígeno-Carbonatada del Paleozoico Superior del área de Olinálá, Guerrero, México*. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 93 p.
- Kang, P., Wang, C., Wang, Z. (1987): *Carboniferous-Permian conodont biostratigraphy in the shelf facies of Ziyun County, Guizhou*. Acta Micropalaeontol. Sinica 4(2), 179-192.
- Kawamura, T., Machiyama, H. (1995): *A Late Permian coral reef complex, South Kitakami Terrane, Japan*. Sediment. Geol. 99, 135-150.
- Keller, W. T., 1928. *Stratigraphische Beobachtungen in Sonora, N.W. Mexico*. Eclogae Geol. Helv. 21, 237-335.
- King, R.E. (1930): *The geology of the Glass Mountains, Texas: Part 1, Descriptive Geology*. Texas Univ. Bull. 3038, 245 p.
- 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*. Geo. Soc. Am. Spec. Pap. 52, 1-172.
- Kofukuda, D., Isozaki, Y., Igo, Hisayoshi. (2014): *A remarkable sea-level drop and relevant biotic responses across the Guadalupian–Lopingian (Permian) boundary in low-latitude mid-Pantthalassa: Irreversible changes recorded in accreted paleo-atoll limestones in Akasaka and Ishiyama, Japan*. J. Asian Earth Sci., 82, 47-65.
- Kovacs-Endrody, E. (1986): *The earliest known vascular plant, or a possible ancestor of vascular plants in the flora of the Lower Silurian Cedarberg Formation, Table Mountain Group, South Africa*. Ann. Geol. Surv. S. Afr. 20, 93-118.
- Kozur, H. (1975): *Beiträge zur Conodontenfauna des Perm.* Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck 5(4), 1-44.
- Kozur, H. (1978): *Beiträge Zur Stratigraphie des Perms. Teil II: Die Conodontenchronologie des Perms*. Freiburger Forsch. H. C334, 85-161.
- Kozur, H. (1989): *The taxonomy of the gondolellid conodonts in the Permian and Triassic*. Courier Forsch. Inst. Senckenberg, 117, 409-469.
- Kozur, H. (1990): *The taxonomy of the gondolellid conodonts in the Permian and Triassic*. Courier Forsch. Inst. Senckenberg 117, 409–469.
- Kozur, H. (1992): *Dzŭhulian and early Changxingian (Late Permian) Tethyan conodonts from the Glass Mountains, West Texas*. Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh. 187(1), 99-114.
- Kozur, H. (1995a): *Permian conodont zonation and its importance for the Permian stratigraphic standard scales*. Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck Bd. 20, 165-205.
- Kozur, H. (1995b): *First evidence of Middle Permian Ammonitico Rosso and further new stratigraphic results in the Permian and Triassic of the Sosio Valley (western Sicily)*. Proceedings of the First Croatian Geological Congress, 307-310.
- Kozur, H., Mostler, H. (1976): *Neue Conodonten aus dem Jung-palaeozoikum und der Trias*. Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck 6(2), 1-40.
- Kozur, H., Kaya, O. (1994): *First evidence of pelagic Late Permian conodonts from NW Turkey*. Neues Jb. Geol. Palaeontol. Mh. 6, 339-347.
- Kozur, H., Mostler, H. (1995): *Guadalupian (Middle Permian) Conodonts of Sponge-Bearing Limestone from the Margins of the Delaware Basin, West Texas*. Geol. Croat. 42(2), 107-128.
- Kozur, H., Mostler, H. (1996): *Iranognathus sosioensis n. sp., a new conodont species from the Changxingian (Late Permian) of Western Sicily*. Geol. Croat. 49(2), 129-134.
- Kozur, H., Wardlaw, B.R. (2010): *The Guadalupian conodont fauna of Rustaq and Wadi Wasit, Oman and a West Texas connection*. Micropaleontology 56(1-2), 213-231.
- Kozur, H., Mostler, H., Rahimi-Yazd, A. (1975): *Beiträge zur Mikropaläontologie permotriadischer Schichtfolgen. Teil II: Neue Conodonten aus dem Oberperm und der basalen Trias von Nord und Zentraliran*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5 (3), 1-23.
- Kozur, H., Davydov, V., Kotlyar, G. (1994): *Preliminary report on the Permian conodont fauna of Darvas and SE-Pamir and its importance for the Permian time scale*. Permophiles 24, 13-15.
- Kozur, H., Wardlaw, B.R., Baud, A., Leven, E., Kotlyar, G. (2001): *The Guadalupian smooth Mesogondolella faunas and their possible correlations with the international Permian scale*. Permophiles 38, 15-21.
- La Borde, R. T. (1967): *Reconnaissance geology of the northern Sierra de Pintas, Baja California (senior report)*. San Diego State University, Department of Geological Sciences 11, 1-22.
- Lai, X., Mei, S. (2000): *On zonation and evolution of Permian and Triassic conodonts*. En: Yin, H., Dickens, J.M., Shi, G.R., Tong,

- J. (eds): Permian-Triassic Evolution of Tethys and Western Circum-Pacific, 371-392.
- Lambert, L.L., Wardlaw, B.R. (1992): *Morphological transition from Mesogondolella idahoensis to M. serrata: Basal Guadalupian definition. Appendix II*. En: Glenister, B.F., et al. (eds.): The Guadalupian: Proposed international standard for a Middle Permian Series. *Int. Geol. Rev.* 34, 857-888.
- Lambert, L.L., Wardlaw, B.R., Nestell, M.K., Nestell, G.P. (2002): *Latest Guadalupian (Middle Permian) conodonts and foraminifers from West Texas*. *Micropaleontology* 48(4), 343-364.
- Lambert, L.L., Wardlaw, B.R., Henderson, C.M. (2007): *Mesogondolella and Jinogondolella (Conodonta): Multielement definition of the taxa that bracket the basal Guadalupian (Middle Permian Series) G.S.P.* *Palaeoworld* 16, 208-221.
- Lane, H.R. (1967): *Uppermost Mississippian and Lower Pennsylvanian conodonts from the type Morrowan region*. *Arkansas J. Paleont.* 41(4), 920-924.
- Lawton, T.F., Cashman, P.H., Trexler, J.H., Taylor, W.J. (2017): *The late Paleozoic Southwestern Laurentian Borderland*. *Geology*, 45(8), 675-678.
- Leier-Engelhardt, P. (1986): *Middle Paleozoic strata of the Sierra las Pintas, northeastern Baja California Norte, Mexico*. San Diego State University, Department of Geological Sciences, Tesis de Maestría, 184 p.
- Leier-Engelhardt, P. (1993): *Middle Paleozoic strata of the Sierra Las Pintas, northeastern Baja California Norte, Mexico*. En: Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds): *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 279.
- Leveille, G.P. (1984): *Geology of El Capitan, Sonora, Mexico*. San Diego State University, Tesis de Maestría, 122 p.
- López-Ramos, E. (1969): *Rocas Paleozoicas marinas de México*. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 32(1), 15-44.
- Lucas, S.G., Kues, B.S., Estep, J.W., González-León, C.M. (1997): *Permian-Triassic boundary at El Antimonio, Sonora, México*. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 14(2), 149-154.
- Lucas, S.G., Estep, J.W. (1999): *Permian, Triassic, and Jurassic stratigraphy, biostratigraphy, and sequence stratigraphy in the Sierra del Álamo Muerto, Sonora, Mexico*. En: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds): *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 340, 271-286.
- Martínez-Pérez, C., Plasencia, P., Botella, H. (2010): *Paleobiología de conodontos: una revisión histórica*. En: Moreno-Azanza, M., Díaz-Martínez, I., Gasca, J.M., Melero-Rubio, M., Rabal-Garcés, R., Sauqué, V. (coords). *Cidaris*, 30. VIII Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología, 179-186.
- Martínez-Pérez, C., Rayfield, E.J., Purnell, M.A., Donoghue, C.J. (2014): *Finite element, occlusal, microwear and microstructural analyses indicate that conodont microstructure is adapted to dental function*. *Palaeontology* 57(5), 1059-1066.
- Mazzullo, S.J. (1995): *Permian Stratigraphy and Facies, Permian Basin (Texas-New Mexico) and Adjoining Areas in the Midcontinent United States*. En: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (eds.): *The Permian of Northern Pangea Volume 2: Sedimentary Basins and Economic Resources*. Springer Verlag, 41-60.
- McEldowney, R.C. (1970): *Geology of the northern Sierra Pinta, Baja California, Mexico*. San Diego State University, Department of Geological Sciences, Tesis de Maestría, 78 p.
- McKee, J.W., Norris, W.J., Anderson, T.H. (1999): *Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 340, 161-189.
- Meek, F.B. (1877): *Palaeontology*. *Rep. Geol. Expl. Fortieth Parallel 4*, 197p.
- Mei, S. (1996): *Restudy of conodonts from the Permian-Triassic boundary beds at Selong and Meisban and the natural Permian-Triassic boundary*. En: Wang, H., Wang, X. (eds.), *Centennial Memorial Volume of Professor Sun Yunzhu (Sun Y.C.)*, Stratigraphy and Palaeontology. China University of Geosciences Press, Wuhan, 141-148.
- Mei, S., Wardlaw, B.R. (1994): *Jinogondolella, a new genus of Permian gondolellids*. Abstracts to International Symposium on Permian Stratigraphy, Environments and Resources with International Meetings of Pangea Project GSGP, IGCP 306 and 359, Guiyang, China, 20-21.
- Mei, S., Wardlaw, B.R. (1996): *On the Permian "liangshanensis-bitteri" zone and the related problems*. En: Wang, H., Wang, X. (eds.): *Centennial Memorial Volume of Professor Sun Yunzhu (Y. C. Sun)*: Stratigraphy and Palaeontology. China University of Geosciences Press, 130-140.
- Mei, S., Henderson, C.M. (2001): *Evolution of Permian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimate implication*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 170, 237-260.
- Mei, S., Henderson, C.M. (2002): *Comments on some Permian conodont faunas reported from Southeast Asia and adjacent areas and their global correlation*. *J. Asian. Sci.* 20, 599-608.
- Mei, S., Jin, Y., Wardlaw, B.R. (1994a): *Succession of conodont zones from the Permian "Kubfeng" Formation, Xuanban, Sichuan and its implication in global correlation*. *Acta Palaeontol. Sinica* 33(1), 1-23.
- Mei, S., Jin, Y., Wardlaw, B.R. (1994b): *Zonation of conodonts from the Maokuan-Wuchiapingian boundary strata, South China*. *Palaeoworld* 4, 225-233.
- Mei, S., Jin, Y., Wardlaw, B.R. (1998a): *Conodont succession of the Guadalupian-Wuchiapingian Boundary Strata, Laibin, Guangxi, South China and Texas, USA*. *Palaeoworld* 9, 53-76.
- Mei, S., Zhang, K., Wardlaw, B.R. (1998b): *Arefined zonation of Changhsingian and Griesbachian neogondolellid conodonts from the Meisban Section, candidate of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic Boundary*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 143(4), 213-226.
- Mei, S., Henderson, C.M., Wardlaw, B.R., Shi, X. (1999a): *On provincialism, evolution and zonation of Permian and earliest Triassic conodonts*. En: Hongfu, Y., Jinnan T. (eds.): *Proceedings of the International Conference on Pangea and the Paleozoic-Mesozoic Transition*. Wuhan, China University of Geosciences Press, 22-28.
- Mei, S., Henderson, C.M., Wardlaw, B.R. (1999b): *The evolution of Sweetognathus-Iranognathus complex during the Permian*. Programme with Abstracts to the XIV International Congress on the Carboniferous-Permian, Calgary, Alberta, Canada. 96-97.

- Mei, S., Henderson, C.M., Jin, Y. (1999c): *Permian Conodont Provincialism, Zonation and Global Correlation*. *Permophiles* 35, 9-16.
- Mei, S., Henderson, C.M., Wardlaw, B.R. (2002): *Evolution and distribution of the conodonts *Sweetognathus* and *Iranognathus* and related genera during the Permian, and their implications for climate change*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 180, 57-91.
- Menicucci, S. (1975): *Reconnaissance géologique et minière de la région entre Hermosillo et le rio Yaqui (Sonora Central, Mexique)*. *Pétrographie*. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 210 p.
- Metcalfe, I., Sone, M. (2008): *Biostratigraphy and palaeobiogeography of Lower Permian (lower Kungurian) conodonts from the Tak Fa Formation (Saraburi Limestone), Thailand*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 257, 139-151.
- Mikulic, D.G., Briggs, D.E.G., Kulssendorf, J. (1985a): *A new exceptionally preserved biota from the Lower Silurian of Wisconsin, USA*. *Philos. T. Roy. Soc. Lon. B*, 211, 78-85.
- Mikulic, D.G., Briggs, D.E.G., Kulssendorf, J. (1985b): *A Silurian soft-bodied biota*. *Science*, 228, 715-717.
- Miller, A. K. (1945): *A Permian Ammonoite from Sonora*. *J. Paleontol.* 19(1), 22.
- Miller, A. K. (1953). *Cephalopoda*. En: Cooper, G.A., Dunbar, C.O., Duncan, H., Miller, A.K., Knight, J.B. (eds.): *Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico*. *Smithson. Misc. Collect.* 119(2), 81-82.
- Möller, V. (1877): *Über Fusulinen und ähnliche Foraminiferen-Formen des russischen Kohlenkalke*. *Neues Ja. Min. Geol. Paläontol.*, 139-146.
- Moore, R.C., Jeffords, R.S. (1968): *Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns*. University of Kansas, *Paleontological Contributions*, Echinodermata, Article 9(46), 86 p.
- Nestell, M.K., Wardlaw, B.R. (1987): *Upper Permian conodonts from Hydra, Greece*. *J. Paleontol.* 61(4), 758-772.
- Nestell, M.K., Nestell, G.P., Wardlaw, B.R., Sweatt, M.J. (2006): *Integrated biostratigraphy of foraminifers, radiolarians and conodonts in shallow and deep water Middle Permian (Capitanian) deposits of the "Rader slide", Guadalupe Mountains, West Texas*. *Stratigraphy* 3(3), 161-194.
- Nicoll, R.S., Metcalfe, I. (1998): *Early and Middle Permian conodonts from the Canning and southern Carnarvon basins, western Australia, their implications for regional biostratigraphy and paleoclimatology*. *Proc. R. Soc. Victoria* 110(1/2), 419-461.
- Ochoa-Granillo, J.A., Sosa-León, J.P. (1993): *Geología y Estratigrafía de la Sierra Agua Verde con énfasis en el Paleozoico*. Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora, Tesis Profesional, 59 p.
- Orchard M.J., Forster P.J.L. (1988): *Permian conodont biostratigraphy of the Harper Ranch beds, near Kamloops, south-central British Columbia*. *Geol. Surv. Can. Pap.* 88(8), 1-27.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., (1994): *Phanerozoic tectonic evolution of Mexico*. En: Speed, R.C. (ed.): *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series*, 265-306.
- Pander, C.H. (1856): *Monography der fossilen Fische des Silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements*. Akademie der Wissenschaften St. Petersburg, 91p.
- Peiffer-Rangin, F. (1988): *Biostratigraphic study of Paleozoic rocks of northeastern and central Sonora*, unpublished manuscript on file with J.H. Stewart, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California y F.G. Poole, U.S. Geological Survey, Denver, Colorado, 90 p.
- Pérez-Ramos, O. (1992): *Permian biostratigraphy and correlation between southeast Arizona and Sonora*. *Bol. Depto. Geol. Unison*, 9(2), 1-74.
- Perlmutter, B. (1975): *Conodonts from the uppermost Wabaunsee Group (Pennsylvanian) and the Admire and Council Grove Groups (Permian) in Kansas*. *Geol. Palaentol.* 9, 95-115.
- Pindell, J. L. (1985): *Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of México, Bahamas, and Proto-Caribbean*. *Tectonics* 4, 1-39.
- Poole, F.G., Perry, Jr., W.J., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R. (2005): *Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 393, 543-596.
- Purnell, M.A., Jones, D. (2012): *Quantitative analysis of conodont tooth wear and damage as a test of ecological and functional hypotheses*. *Paleobiology*, 38(4), 605-626.
- Quiroz-Barroso, S. A., Sour-Tovar, F. (2006): *Fossil record of Upper Paleozoic Marine Invertebrates from Mexico, Chapter 8*. En: Vega, F.J., Nyborg, T.G., Perrilliat, M.C., Montellano-Ballesteros, M., Cevallos-Ferriz, S.R.S., Quiroz-Barroso, S.A. (eds.): *Studies on Mexican Paleontology*, Springer, 308 p.
- Rabe, E.H. (1977): *Zue Stratigraphic des ostandinavischen Raumes von Kolumbien*. *Geologische Schriften* 11, 101-223.
- Rexroad, C.B., Furnish, W.M. (1964): *Conodonts from the Pella Formation (Mississippian) of south-central Iowa*. *J. Paleontol.* 38, 557-576.
- Reyer de Castillo, M.M. (1976): *Corales del Pérmico inferior del estado de Chihuahua, México*. *Paleontología Mexicana* 41, 27 p.
- Rhodes, F.H.T. (1963): *Conodonts from the Topmost Tensleep Sandstone of the Eastern Big Horn Mountains, Wyoming*. *J. Paleontol.* 37(2), 401-408.
- Richter, R. (1850): *Aus der thüringischen Grauwacke*. *Deutsche Geologische Gesellschaft, Zeitschrift* 2, 198-206.
- Ritter, S.M. (1986): *Taxonomic revision and phylogeny of post-Early Permian crisis *bisselli-whitei* Zone conodonts with comments on late Paleozoic diversity*. *Geol. Palaeontol.* 20, 139-165.
- Roldán-Quintana, J., González-León, C.M., Amaya-Martínez, R. (1993): *Geologic constraints on the northern limit of the Guerrero terrane in northwestern Mexico*. En: Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E., Gómez-Caballero, A. (eds.): *Proceedings of the First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference (Guanajuato, México)*: Universidad Nacional Autónoma de México and Instituto de Geología, 124-127.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., Quiroz-Barroso, S. (2005): *The Tuzanco Formation: Evidence of an Early Permian Submarine*

- Continental Arc in East-Central Mexico*. Int. Geol. Rev. 47, 901-919.
- Ross, C.A. (1960). *Fusulinids from the Hess member of the Leonard formation, Leonard series (Permian), Glass Mountains, Texas*. Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research 11(4), 117-133.
- Ross, C.A. (1995): *Permian Fusulinaceans*. En: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (eds.): The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. Springer Verlag, 167-185.
- Ross, C.A., Ross, J.R.P. (1983): *Late Paleozoic accreted terranes of western North America*. En: Stevens, C.H. (ed.): Pre-Jurassic rocks in western North America suspect terranes. Pacific Section, Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, 7-22.
- Ross, J.R.P. (1995): *Permian Bryozoa*. En: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (eds.): The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. Springer Verlag, 196-209.
- Salvador, A. (1991): *Origin and development of the Gulf of Mexico basin*. En: Salvador, A., (ed.): The Gulf of Mexico basin, Geological Society of America, Geology of North America, 389-444.
- Sánchez-Zavala, J.L., Centeno-García, E., Ortega-Gutiérrez, F. (1999): *Review of Paleozoic stratigraphy of México and its role in the Gondwana-Laurentia connections*. En: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.): Laurentia-Gondwana Connections before Pangea. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 336, 211-226.
- Schmidt, G.T. (1978): *Geology of the northern Sierra El Encinal [sic], Sonora, Mexico*. Flagstaff, U.S.A., Northern Arizona University, Tesis de Maestría, 80 p.
- Scotese, C.R., Langford, R.P. (1995): *Pangea and the Paleogeography of the Permian*. En: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (eds.): The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. Springer Verlag, 3-19.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C. (1993): *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 278, 1-153.
- Shen, S., Mei, S. (2010): *Lopingian (Late Permian) high-resolution conodont biostratigraphy in Iran with comparison to South China zonation*. Geol. J. 45, 135-161.
- Shen, S., Yuan, D., Henderson, C.M., Tazawa, J., Zhang, Y. (2012): *Implications of Kangurian (Early Permian) conodonts from Hataboko, Japan, for correlation between the Tethyan and international timescales*. Micropaleontology 58(6), 505-522.
- Silberling, N.J., Jones, D.L., Monger, J.M., Coney, P.J., (1992): *Litotectonic terrane map of the North American Cordillera*. U.S. Geol. Surv. Miscellaneous Investigations Series Map I-2176, scale 1:5 000 000.
- Skinner, J. (1971): *New Lower Permian fusulinids from Culberson County, Texas*. University of Kansas Paleontological Contributions 53, 10 p.
- Skinner, J.W., Wilde, G.L. (1965): *Permian biostratigraphy and fusulinid faunas of the Shasta Lake area, northern California*. University of Kansas Paleontological Contributions, Protozoa 6, 1-98.
- Smith, M.P., Briggs, D.E.G. Aldridge, R.J. (1987): *A conodont animal from the lower Silurian of Wisconsin, U.S.A., and the apparatus of panderodontid conodonts*. En: Aldridge R.J. (ed.): Palaeobiology of Conodonts, British Micropaleontological Society series, Ellis Horwood, Chichester, Sussex: 91-104.
- Sobolev, N.N., Nakrem, N.A. (1996): *Middle Carboniferous-Lower Permian conodonts of the Novaya Zemlya*. Norsk Polarinstittutt Skrifter 199, 1-129.
- Stanley, G.D., González-León, C.M. (1995): *Paleogeographic and tectonic implications of Triassic fossils and strata from the Antimonio Formation, northwestern Sonora*. En: Jacques-Ayala, C., et al. (eds.): Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 301, 1-16.
- Stauffer, C.R., Plummer, H.J. (1932): *Texas Pennsylvanian conodonts and their stratigraphic relations*. The University of Texas Bulletin 3201, 13-50.
- Stevens, C.H. (1995): *A Giant Permian Fusulinid from East-Central Alaska with Comparisons of All Giant Fusulinids in Western North America*. J. Paleontol. 69(5), 805-812.
- Stevens, C.H., Poole, F.G., Amaya-Martínez, R. (2014): *Late Paleozoic fusulinids from Sonora, México: Importance for interpretation of depositional settings, biogeography and paleotectonics*. Rev. Mex. Cienc. Geol. 31(1), 14-27.
- Stewart, J.H. (1988): *Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of Mexico*. Geology 16, 186-189.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R. (1990): *Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico*. En: Gehrels, G.E., Spencer, J.E. (eds.): Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geol. Surv. Spec. Pap. 7, 183-202.
- Stewart, J.H., Amaya-Martínez, R., Stamm, R.G., Wardlaw, B.R., Stanley, G.D., Stevens, C.H. (1997): *Stratigraphy and regional significance of Mississippian to Jurassic rocks in Sierra Santa Teresa, Sonora, Mexico*. Rev. Mex. Cienc. Geol. 14(2), 115-135.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., López, R. (1999a): *Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México*. En: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.): Laurentia-Gondwana Connections before Pangea: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 336, 227-252.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Harris, A.G., Repetski, J.E., Wardlaw, B.R., Mamet, B.L., Morales-Ramírez, J.M. (1999b): *Neoproterozoic(?) to Pennsylvanian inner-shelf, miogeoclinal strata in Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico*. Rev. Mex. Cienc. Geol. 16(1), 35-62.
- Stone, J. (1987): *Review of investigative techniques used in the study of conodonts*. En: Austin, R.L. (ed.): Conodonts: Investigative Techniques and Applications, Ellis Horwood Limited, The British Micropaleontological Society, 17-34.
- Sun, Y.D., Liu, X.T., Yan, J.X., Li, B., Chen, B., Bond, D.P.G., Joachimski, M.M., Wignall, P.B., Wang, X., Lai, X.L. (2017): *Permian (Artinskian to Wuchiapingian) conodont biostratigraphy in the Tieqiao section, Laibin area, South China*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 465, 42-63.

- Sweet, W.C. (1970): *Uppermost Permian and Lower Triassic Conodonts of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan*. En: Kummel, B., Teichert, C. (eds.), *Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan*, 207-275.
- Sweet, W.C. (1988): *The Conodonts: Morphology, Taxonomy, Paleocology, and evolutionary history of a long-extinct animal phylum*. Clarendon Press, New York, Oxford, Oxford Monographs on Geology and Geophysics 10, 212 p.
- Sweet, W.C., Mei, S. (1999): *Conodont succession of Permian Lopingtonian and basal Triassic in Northwest Iran*. En: Yin, H., Tong, J. (eds.): *Proceedings of the International Conference on Pangea and the Paleozoic-Mesozoic Transition*. China University of Geosciences Press, Wuhan, 43-47.
- Sweet, W.C., Donoghue, P.C.J. (2001): *Conodonts: Past, Present, Future*. *J. Paleont.* 75(6), 1174-1184.
- Teichert, C., Kummel, B., Sweet, W.C. (1973): *Permian-Triassic strata, Kub-Ali Basht, northwest Iran*. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology* 145(8), 359-472.
- Thompson, M.L., Miller, A.K. (1944): *The Permian of southernmost Mexico and its fusulinid fauna*. *J. Paleont.* 18, 481-504.
- Torres-Martínez, M.A., Sour-Tovar, F., Barragán, R., (2016): *Permian (Leonardian) brachiopods from Paso Hondo Formation, Chiapas, southern Mexico. Paleobiogeographical implications*. *J. South Am. Earth Sci.* 71, 71-81.
- 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*. *J. South Am. Earth Sci.* 79, 254-263.
- Torres-Martínez, M.A., Heredia-Jiménez, D.P., Sour-Tovar, F., Buitrón-Sánchez, B.E. (2018): *Permian brachiopods from Chiapas, Mexico: new stratigraphical and paleobiogeographical insights*. *Paläontol. Z.*
- Torres-Martínez M.A., Heredia-Jiménez D.A., Quiroz-Barrero S.A., Navas-Parejo P., Sour-Tovar F., Quiroz-Barragán J. (2019): *A Permian (late Guadalupian) brachiopod fauna from northeast Mexico and their paleobiogeographic affinities*. *J. South Am. Earth Sci.* aceptado.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón-Sánchez, B., Grajales-Nishimura, M. (2000): *Biostratigraphie par fusulines des calcaires carbonifères et permians de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique)*. *Geobios* 33, 5-33.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón-Sánchez, B.E. (2004): *Guadalupian and Lopingtonian (Middle and Late Permian) deposits from Mexico and Guatemala, a review with new data*. *Geobios* 37, 99-115.
- Walker, J.D. (1988): *Permian and Triassic rocks of the Mojave Desert and their implications for the timing and mechanisms of continental truncation*. *Tectonics* 7, 685-709.
- Wang, C.Y. (1994): *Early Permian conodonts from the Nashui Section, Luodian of Guizhou*. *Palaeoworld* 4, 203-224.
- Wang, C.Y., Ritter, S.M., Clark, D.L. (1987): *The Sweetognathus complex in the Permian of China, implications for evolution and homeomorphy*. *J. Paleontol.* 61(5), 1047-1057.
- Wang, C.Y., Wang, Z.H. (1981): *Permian conodont biostratigraphy of China*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 187, 227-236.
- Wang, C.Y., Dong, Z. (1991): *Permian conodonts from Souxizyu in Cili County, Hunan*. *Acta Micropalaeontol. Sinica* 8, 41-56.
- Wang, C.Y., Wu, J.J., Zhu, T. (1998): *Permian conodonts from the Penglaitan section, Laipin County, Guangxi, and the base of the Wuchiapingian Stage (Lopingian Series)*. *Acta Micropalaeontol. Sinica* 15, 115-135.
- Wang, C.Y., Zheng, C.Z., Pen, Y.J., Wang, G.J. (2000): *A conodont fauna of Permian Northern temperate zone from the Fanjiatun Formation of Lijiayao, Jilin*. *Acta Micropalaeontol. Sinica* 17, 430-442.
- Wang, C.Y., Wang, P., Li, W.G. (2004): *Conodonts from the Permian Jisu Honguer (Zhesi) Formation of Inner Mongolia, China*. *Geobios* 37, 471-480.
- Wang, Z.H. (1978): *Permian-Lower Triassic conodonts of the Liangshan area, southern Shansi*. *Acta Palaeontol. Sinica* 17, 213-227
- Wanless, H.R., Cannon, J.R. (1966): *Late Paleozoic Glaciation*. *Earth-Science Reviews* 1, 247-286.
- Wardlaw, B.R. (1995): *Permian conodonts*. En Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D. S. (eds.): *The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 186-195.
- Wardlaw, B.R. (1996): *Range charts for the Permian of West Texas*. En: Wardlaw, B.R., Rohr, D.M. (eds.): *Abstracts and Proceedings of the Second International Guadalupian Symposium*, 61-80.
- Wardlaw, B.R. (2000): *Guadalupian Conodont Biostratigraphy of the Glass and Del Norte Mountains*. En: Wardlaw, B.R., Grant, R.E., Rohr, D.M. (eds.): *The Guadalupian Symposium*, Smithsonian Institution Press, Washington D.C., 37-88.
- Wardlaw, B.R., Collinson, J.W. (1979): *Youngest Permian conodont faunas from the Great Basin and Rocky Mountain regions*. En: Sandberg, C.A., Clark, E.L. (eds.): *Conodont Biostratigraphy of the Great Basin Region*, Brigham Young University Studies 26(3), 151-163.
- Wardlaw, B.R., Collinson, J.W. (1984): *Conodont paleocology of Permian Phosphoria Formation and related rocks of Wyoming and adjacent areas*. En: Clark, D.L. (ed.): *Conodont biofacies and provincialism*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 196, 263-281.
- Wardlaw, B.R., Collinson, J.W. (1986): *Paleontology and deposition of the Phosphoria Formation*. *Contribution to Geology*, University of Wyoming, 24(2), 107-142.
- Wardlaw, B.R., Grant, R.E. (1990): *Conodont Biostratigraphy of the Permian Road Canyon Formation, Glass Mountains, Texas*. En: Sando, W.J. (ed.): *Shorter Contribution to Paleontology and Stratigraphy*, U.S. Geol. Surv. Bull. 1895, A1-A18.
- Wardlaw, B.R., Pogue, K.R. (1995): *The Permian of Pakistan*. En P. A. Scholle, T. M. Peryt, D. S. Ulmer-Scholle (eds.): *he Permian of Northern Pangea Volume 2: Sedimentary Basins and Economic Resources*. Springer Verlag, 215- 224.
- Wardlaw B.R., Mei, S. (1998): *A discussion of the early reported species of Clarkina (Permian Conodonts) and the possible origin of the genus*. *Paleoworld* 9, 33-52.
- Wardlaw B.R., Mei, S. (1999): *Refined conodont biostratigraphy of the Permian and lowest Triassic of the Salt and Khibzor ranges, Pakistan*. En: Yin, H., Tong, J. (eds.): *Proceedings of the International Conference on Pangea and the Paleozoic-*

- Mesozoic Transition, China University of Geosciences Press, Wuhan, 154-156.
- Wardlaw, B.R., Furnish, W.M., Nestell, M.K. (1979): *Geology and paleontology of the Permian beds near Las Delicias, Coahuila, Mexico*. Geol. Soc. Am. Bull. Part 1, 90, 111-116.
- Wardlaw, B.R., Rudine, S.F., Nestell, M.K. (2000): *Conodont Biostratigraphy of the Permian Beds at Las Delicias, Coahuila, Mexico*. En: Wardlaw, B.R., Grant, R.E., Rohr, D.M. (eds.): The Guadalupian Symposium, Smithsonian Institution Press, Washington D.C., 381-398.
- Wardlaw, B.R., Boardman, D.R., Nestell, M.K. (2009): *General Sequence Stratigraphy and Conodont Biostratigraphy (including new species) of the Uppermost Carboniferous (upper Gzhelian) to Lower Permian (lower Artinskian) from the North American Midcontinent, Part A*. En: Boardman, D.R., Wardlaw, B.R., Nestell, M.K. (eds.): Stratigraphy and Conodont Biostratigraphy of the Uppermost Carboniferous and Lower Permian from the North American Midcontinent, Kansas Geol. Surv. Bull. 255, 1-42.
- Weller, S. (1899): *Kinderhook faunal studies 1: The fauna of the Vermicular sandstone at Northview, Webster County, Missouri*. Acad. Sci., St. Louis, Trans. 9, 9-51.
- Wignall, P.B., Védrine, S., Bound, D.P.G., Wang, W., Lai, X.L., Ali, J.R., Jiang, H.S. (2009): *Facies analysis and sea-level change at the Guadalupian–Lopingian Global Stratotype (Laibin, South China), and its bearing on the end-Guadalupian mass extinction*. J. Geol. Soc. Lon. 166, 655-666.
- Willis, K.J., McElwain, J.C. (2002): *The evolution of plants*. Oxford University Press, 378 p.
- Wilson, J.L. (1975): *Carbonate Facies in Geological History*. Springer-Verlag, Berlin, 471 p.
- Wright, V.P., Vastone, S.D. (2001): *Onset of Late Paleozoic glacio-eustasy and the evolving climates of low latitude areas: a synthesis of current understanding*. J. Geol. Soc. Lon. 158, 579-582.
- Yancey, T.E. 1975. *Permian Marine Biotic Provinces in North America*. J. Paleontol. 49(4), 758-766.
- Youngquist, W., Hawley, R.W., Miller, A.K. (1951): *Phosphoria Conodonts from Southeastern Idaho*. J. Paleontol. 25(3), 356-364.
- Zhang, K. (1987): *The Permo-Triassic conodont fauna in Changxing area, Zhejiang Province and its stratigraphic significance*. Earth Sci. J. Wuhan College Geol. 12(2), 193-200 (en chino con resumen en inglés).
- Ziegler, A.M. (1990): *Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period*. En: McKerrow, W.S., Scotese, C.R. (eds.): Paleozoic palaeogeography and biogeography. Geol. Soc. Lon. Memoir 12, 363-379.
- Ziegler, W., Lindström, M., McTavish, R. (1971): *Monochloroacetic acid and conodonts—a warning*. Nature 230, 584-585.

“Yes, our teeth and ambitions are bared. Be prepared”

« Scar, The Lion King »

Esta página se ha dejado en blanco para la versión impresa

ANEXO I



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsames

Biostratigraphy and petrography of upper Paleozoic rocks of Sierra Las Pintas, northern Baja California

Pilar Navas-Parejo ^{a,*}, R. Aaron Lara-Peña ^b, Miguel Angel Torres-Martínez ^c, Michelangelo Martini ^d

^a Estación Regional de Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 83000 Hermosillo, Mexico

^b Posgrado en Ciencias de la Tierra, Estación Regional de Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 83000 Hermosillo, Mexico

^c Departamento de Paleontología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 04510 Mexico City, Mexico

^d Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 04510 Mexico City, Mexico

ARTICLE INFO

Article history:

Received 7 January 2018

Received in revised form

18 March 2018

Accepted 18 March 2018

Available online 21 March 2018

Keywords:

Late Pennsylvanian

Early Permian

Pelmatozoan

Southwestern Laurentia

ABSTRACT

A transported crinoid fauna is herein described for the first time in the Paleozoic succession cropping out in the Sierra Las Pintas, northern Baja California, northwestern Mexico. The fossil association includes *Heterostelechus texanus* Moore and Jeffords, *Preptopremnum laeve?* Moore and Jeffords, and *Mooreanteris perforatus* Moore and Jeffords, which indicates a Middle Pennsylvanian-early Permian time-averaged age. The studied area corresponds with the northernmost outcrop of definitely late Paleozoic deep-water facies in northwestern Mexico and the southern United States. Petrographic analyses indicate that the studied metasediments were primarily derived from high-grade metamorphic rocks and from a shallow-water platform environment dominated by crinoid meadows. These results allow the correlation of the studied metasedimentary rocks with the Carboniferous Rancho Nuevo Formation of the Sonora allochthon, which crops out in central Sonora. The Sonora allochthon includes an Early Ordovician-Late Pennsylvanian sedimentary succession that was deposited in the oceanic basin located south of the Laurentian craton. Therefore, upper Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierra Las Pintas were deposited along the same continental margin of Laurentia as those rocks in the Sonora allochthon, and were mostly derived from metamorphic rocks of the continental craton and by the typical Carboniferous encrinites, which characterize the shallow-water rocks of central and northern Sonora.

© 2018 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Sierra Las Pintas is located in northern Baja California between Mexicali and San Felipe (Fig. 1, loc. 1), and contains the northernmost outcrop of documentably upper Paleozoic deep-water rocks in northwestern Mexico and southern United States (Gastil et al., 1991; Gastil, 1993; Poole et al., 2005). Upper Paleozoic strata equivalent to those in Sierra Las Pintas have been described in the area known as the 30th parallel at Cerro El Volcán or Arroyo Zamora (Fig. 1, loc. 2), where previous authors documented early Permian fusulinids (Delattre, 1984; Buch, 1984; Buch and Delattre, 1993) and

crinoids (Webster and Delattre, 1993). The depositional environment interpreted for these successions is hemipelagic and related to a continental slope, as a flysch-like succession. Farther south, in the Sierra Calamajué and Canal las Ballenas area (Fig. 1, locs. 3 and 4), similar paleoenvironmental settings have been considered to be a Devonian to Mississippian succession bearing crinoids and conodonts (Hoobs, 1985; Campbell, 1985; Crocker, 1987; Griffith and Hoobs, 1993).

On the east side of the Gulf of California, Lower Ordovician to Upper Pennsylvanian deep-water strata comprise the Sonora allochthon (Fig. 1), which is the principal structural feature of the Sonoran Paleozoic (Stewart and Poole, 2002). The Sonora allochthon is considered the westernmost segment of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic belt, which formed as a result of the collision of Gondwana and Laurentia, along the southern border of Laurentia from Mississippi to northern Baja California (e.g. Peiffer-Rangin, 1988; Poole et al., 2005). The Sonora allochthon was thrust

* Corresponding author.

E-mail addresses: pilarnpg@geologia.unam.mx (P. Navas-Parejo), ra.lara.pena@gmail.com (R.A. Lara-Peña), miguelatm@geologia.unam.mx (M.A. Torres-Martínez), mmartini@geologia.unam.mx (M. Martini).

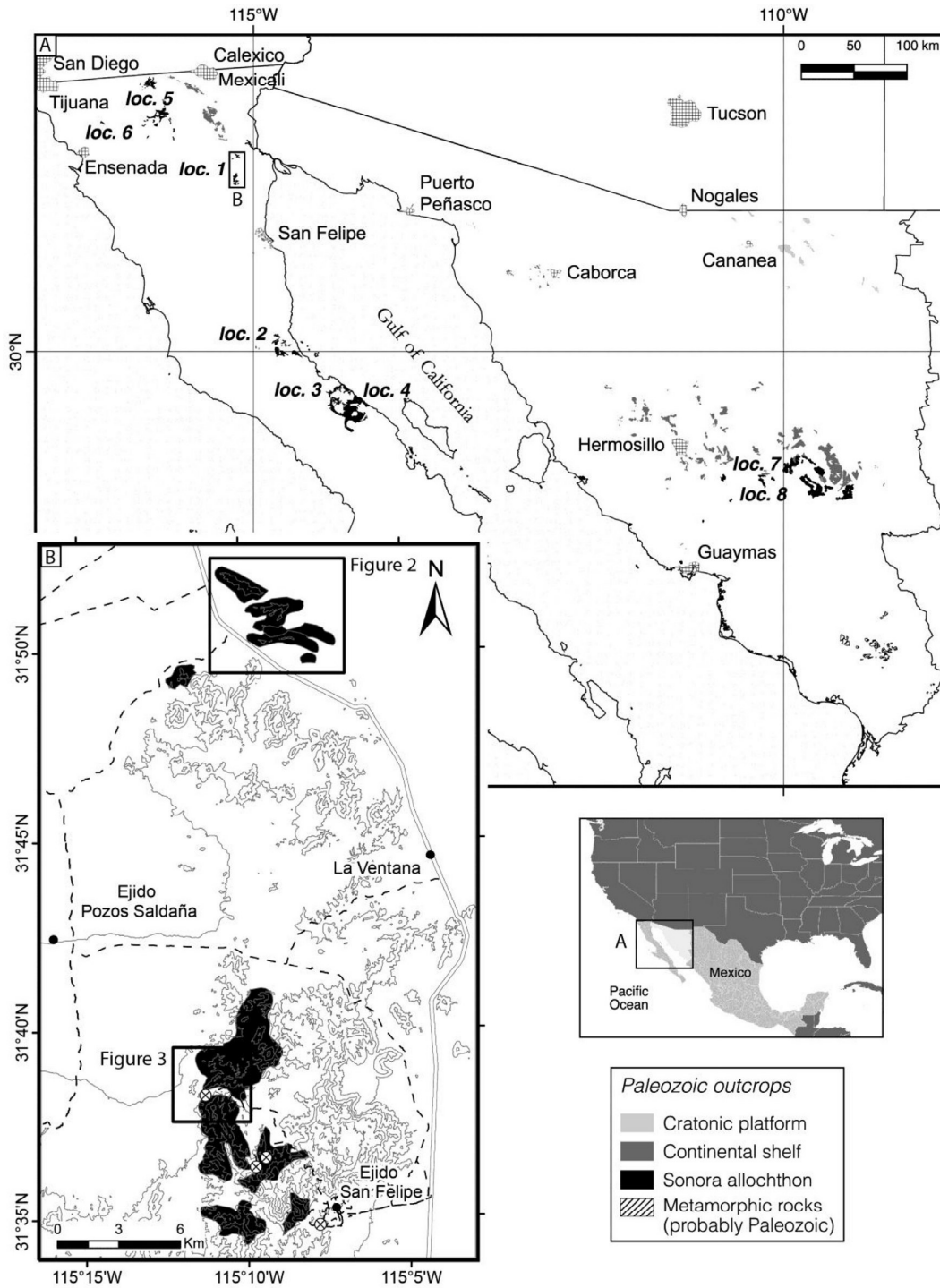


Fig. 1. Map of Paleozoic outcrops in Sonora and Baja California, northwestern Mexico. Sonora allochthon includes deep-water, continental-slope and -rise rocks in Baja California. Loc. 1: Sierra Las Pintas; Loc. 2: Arroyo Zamora; Loc. 3: Sierra Calamajué; Loc. 4: Canal las Ballenas; Loc. 5: Sierra Juárez; Loc. 6: Valle de Guadalupe, Rancho San Marcos; Loc. 7: Minas de Barita area; Loc. 8: Cerro Cobachi.

northward over the southern continental shelf of Laurentia with a maximum displacement of 50–200 km (Poole et al., 2005 and references therein). Regional syntheses published by Gastil et al. (1975, 1991), Gastil (1993), and Poole et al. (2005) correlated Paleozoic outcrops in the Baja California Peninsula with those in

other areas of Mexico and the southern United States. Those works restored 300–400 km southeastward Baja California to its Paleozoic position (Gastil et al., 1973; Poole et al., 2005).

Scarcity of paleontological and biostratigraphic studies, due to sparse fossil remains, has prevented a better understanding of the

paleogeography and geodynamic evolution of Paleozoic rocks in Baja California. Herein we present the first descriptions of a Middle Pennsylvanian–early Permian crinoid fauna in the Paleozoic succession cropping out in the Sierra Las Pintas. Microfacies and petrographic analyses allow a better understanding of the depositional paleoenvironment of the succession. These results allow a precise correlation of the late Paleozoic succession with those reported in other areas of southwestern North America.

2. Previous work

Stratigraphic studies on the Sierra Las Pintas (sometimes misspelled as Sierra Pinta) include two unpublished reconnaissance works (Henry, 1966; La Borde, 1967) and three master's theses (McEldowney, 1970; James, 1973; Leier-Engelhardt, 1986, 1993). McEldowney (1970) was the first to discover Paleozoic fossils in Baja California, which is in the same outcrop that we describe here from the northern part of the Sierra Las Pintas. He reported abundant crinoid columnals, locally abundant solitary corals, and a few brachiopods in his “Fossiliferous limestone” level. Mostly based on the presence of brachiopods, McEldowney (1970) proposed a late Paleozoic, probably Carboniferous, age. Later, Leier-Engelhardt (1986, 1993) reported the presence of lophophyllid corals, not in growth position, in the upper part of her SP3 unit, which is equivalent to the “Fossiliferous limestone” of McEldowney (1970). Unfortunately, these reports lacked a list of taxa, systematic descriptions of the material and paleontological appendices.

Leier-Engelhardt (1993) formally included the Paleozoic metasedimentary rocks of the northern Sierra Las Pintas in her Sierra Las Pintas Group (SPG). This group is subdivided into six formational units. The lower part of the group (SP1 to SP4) corresponds to siliciclastic metasedimentary rocks interpreted as continental slope deposits (McEldowney, 1970; Leier-Engelhardt, 1986, 1993). The upper part of the SPG consists of massive basalts, pillow breccias, and minor pillow lavas. Geochemical analysis of these basalts indicated a transitional tectonic setting characterized by an attenuated continental crust (Leier-Engelhardt, 1986, 1993).

In the southern area of the Sierra Las Pintas, Paleozoic rocks were included in the Arroyo Grande Group (AGG) by Leier-Engelhardt (1986, 1993). The lower part (AG1) of the AGG is made up of thin-bedded chert. The middle part (AG2 and AG3) includes siliciclastic rocks with abundant sedimentary structures indicating deposition by turbidity currents. Conodont fragments reported by Leier-Engelhardt (1986, 1993) suggest an Early Devonian–Early Mississippian age for the upper part of this succession. In the uppermost part (AG4), pillow and massive basalts have a different chemical signature than those of SPG. James (1973) also studied the southern part of the Sierra Las Pintas, focusing on the Cenozoic volcanic rocks and only broadly on the Paleozoic succession.

North of our study area other outcrops of Paleozoic deep-water strata are present in Sierra Juárez and Guadalupe Valley. In Sierra Juárez (Fig. 1, loc. 5) the predominant rocks are immature clastic metasedimentary rocks with minor, but frequent metalimestone, bedded chert, and amphibolite, having undergone upper amphibolite-grade metamorphism (Gastil et al., 1991; Gastil, 1993). A similar lithological succession appears in the Sierra San Pedro Mártir. In the northeast part of the Guadalupe Valley (Fig. 1, loc. 6) several outcrops of quartzite, metalimestone, and bedded chert are present as large olistoliths (Lothringer, 1984, 1993). In olistoliths near Rancho San Marcos, Gastil and Miller (1981) recovered Early Ordovician conodonts, including *Drepanodus arcuatus* Pander, *Prioniodus evae* (Lindström), and *Protopanderodus varicostatus* Sweet and Bergstrom.

North of the International border no deep-water rocks of

definite Paleozoic age have been recognized. According to Gastil et al. (1991) and Gastil (1993), however, metamorphic rocks in southern California may be Paleozoic deep-water protoliths.

3. Sierra Las Pintas

This paper describes strata and fossils from the northeastern part of Sierra Las Pintas, close to the western border of the *Reserva de la Biosfera Alto Golfo de California y Delta del Río Colorado* (Figs. 1 and 2). The area is northeast of the Federal Highway 5, approximately 60 km to the north of village of San Felipe (Mexicali municipality, Baja California, Mexico). The range rises from the floodplain of the Colorado River delta and includes four main E–W-trending hills, mainly made up of metamorphic rocks of late Paleozoic age. Most rocks exposed in the study area are low to high greenschist-facies metasandstone, metalutite, and marble, with intensity of metamorphism increasing from south to north. We also report here on rocks exposed in the northwestern part of Sierra Las Pintas, as well as the southern area where entry is via a bridge known as La Ventana. We studied and sampled exposures along Arroyo Grande and Cañada Jueves Santo (Figs. 1 and 3).

3.1. Field observations

We measured a nearly continuous, 129-m-thick stratigraphic section comprised of units SP2, SP3, and SP5 at *Cresta Sinclinal* of Leier-Engelhardt (1993) (Figs. 1 and 2). The section is located between coordinates 31°50'10"N, 115°8'17"W and 31°50'17"N, 115°8'23" W. The measured stratigraphic section (Fig. 4) is exposed in the hinge zone of an E–W-trending, kilometer-scale syncline that is associated with a low- to moderately penetrative axial-plane foliation at a high angle relative to bedding (Figs. 5A and 6A). Along the measured section, rocks are slightly recrystallized from greenschist metamorphism. However, given the low grade metamorphism and low penetrative deformation, the rocks are well preserved. The first 49.5 m of the section is composed of very coarse- to medium-grained metasandstone interbedded with metalutite and sparse fine-grained metaconglomerate (Figs. 4, 5B and 5C). Locally, metasandstone beds preserve inverse grading and planar lamination. We tentatively interpret an upper-plane lamination despite the coarse grain size of these deposits. Up to 0.7 cm-large crinoidal columnals are sparsely present in all metasandstone beds. The overlying 51 m of the stratigraphic section is composed of metalutite locally interbedded with centimeter-thick beds of medium- to fine-grained metasandstone (Fig. 4). Occasionally, metalutite has a lower-plane lamination transposed by the axial plane foliation in most outcrops. This metalutite interval is overlain by a 5 m-thick metalimestone with an orange to light-brown color and apparent lamination that contains abundant crinoidal articular plates within a highly recrystallized micritic matrix (Fig. 5E). The uppermost 17 m of the section is composed of strongly deformed basaltic metalava and metaconglomerate (Figs. 4 and 5D). Metalavas display a globular structure that resembles a pillow-lava flow (Fig. 5F). The contact of these rocks with the underlying crinoidal metalimestone is not exposed along the section.

In the eastern part of *Cresta norte* of Leier-Engelhardt (1993), her SP2 unit broadly crops out (Fig. 2). Noticeably and in contrast to the *Cresta sinclinal* outcrop, the metasedimentary rocks show a greenish color, probably due to metamorphism. The main lithology corresponds to a dark-green metasiltstone, locally interbedded with highly recrystallized intervals very rich in crinoid columnals. Upwards along this section (Fig. 2, black star #1), several thin beds of grey metalimestone of pale purplish color are intercalated within metasiltstone and some metabreccia levels, with rare, meta-tuffs (Fig. 6B).

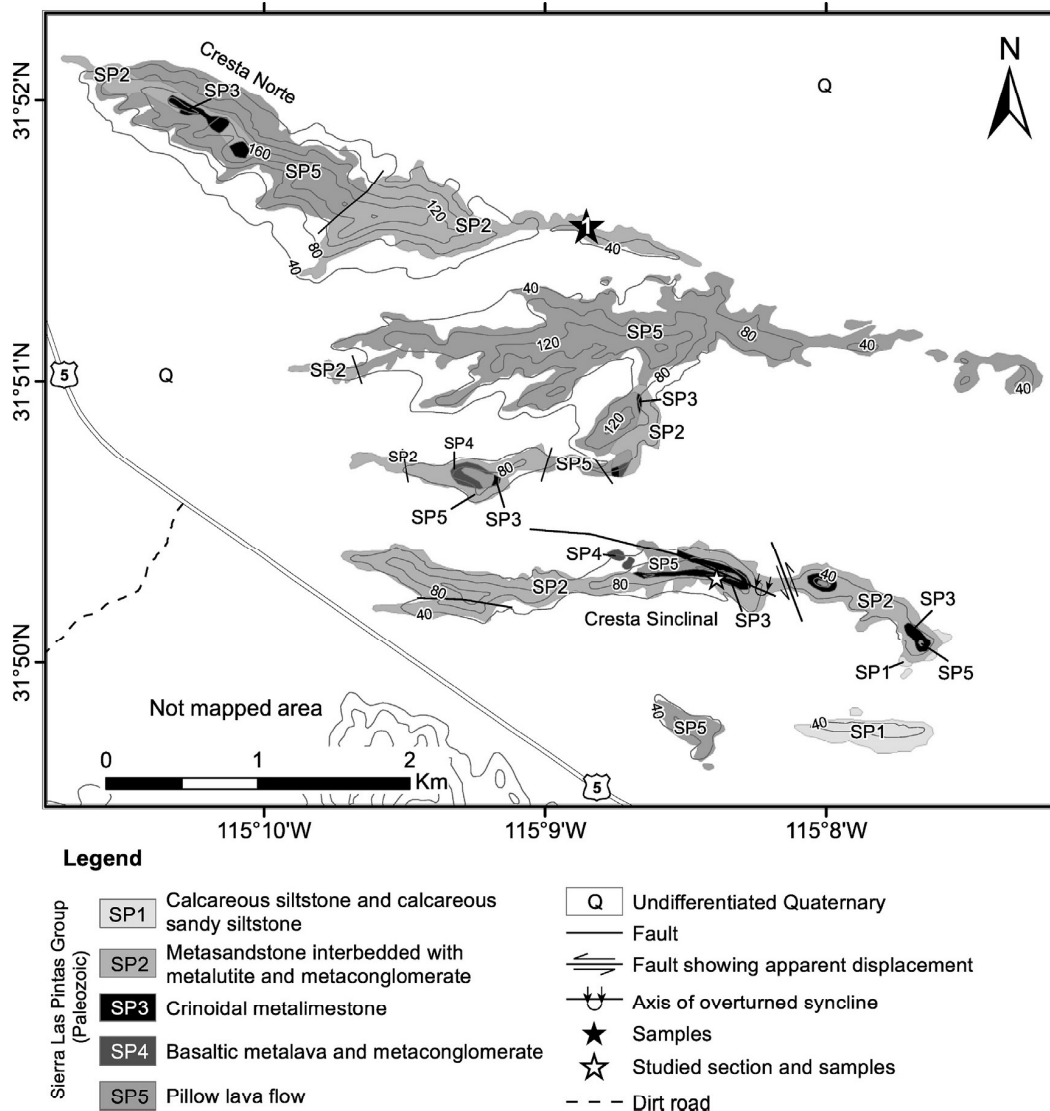


Fig. 2. Geological map of the northern Sierra Las Pintas area, Baja California (adapted from Leier-Engelhardt, 1993).

In the southern area of Sierra Las Pintas, a distinctive deformed, thin-bedded chert appears at the junction of Cañada Jueves Santo and Arroyo Grande (Fig. 3, black star #2; Fig. 6C). Gradually up section, the chert shows soft-sediment deformation and slumps, becoming less siliceous, although the contact with the upper AG2 unit may coincide with a fault. The true thickness of this unit could not be measured because of isoclinal deformation. Upstream Cañada Jueves Santo in front of the abandoned mine (Fig. 3, black star #3), reddish sandstone and conglomerate units that weather brownish, are exposed. The strata also include several grey-blue limestone beds intercalated with very weathered phyllite. This outcrop is the type section of the AG3 unit of Leier-Engelhardt (1993). Continuing to the east and upstream in Cañada Jueves Santo (Fig. 3, black star #4) turbidites of unit AG2 are common, displaying Bouma sequences, of mostly a and b units with occasional ripples of c unit (Fig. 6D). Some units have soft sediment deformation (Fig. 6E).

3.2. Metasandstone petrography

Four medium- to coarse-grained metasandstone samples from the lower part of the measured stratigraphic section were selected for petrographic analysis (Fig. 4). In order to minimize the effect of pressure-solution and metamorphic crystallization, selected samples are from the least deformed and recrystallized beds. Between 305 and 333 points were counted for each sample using the Gazzi-Dickinson method (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970). This method minimizes the variation in composition with grain size and allows greater accuracy in classifying sandstones and low-grade metasandstones (Ingersoll et al., 1984; Zuffa, 1985). According to this method, polycrystalline phaneritic clasts (clasts composed of sand-sized minerals) are not considered lithic fragments, but rather are apportioned according to the mineral beneath the cross-hair during counting. Polycrystalline aphanitic clasts (clasts composed of silt- and clay-sized minerals) are counted as lithic grains and classified as metamorphic, volcanic, or sedimentary fragments, according to their textural and compositional characteristics. Grain parameters

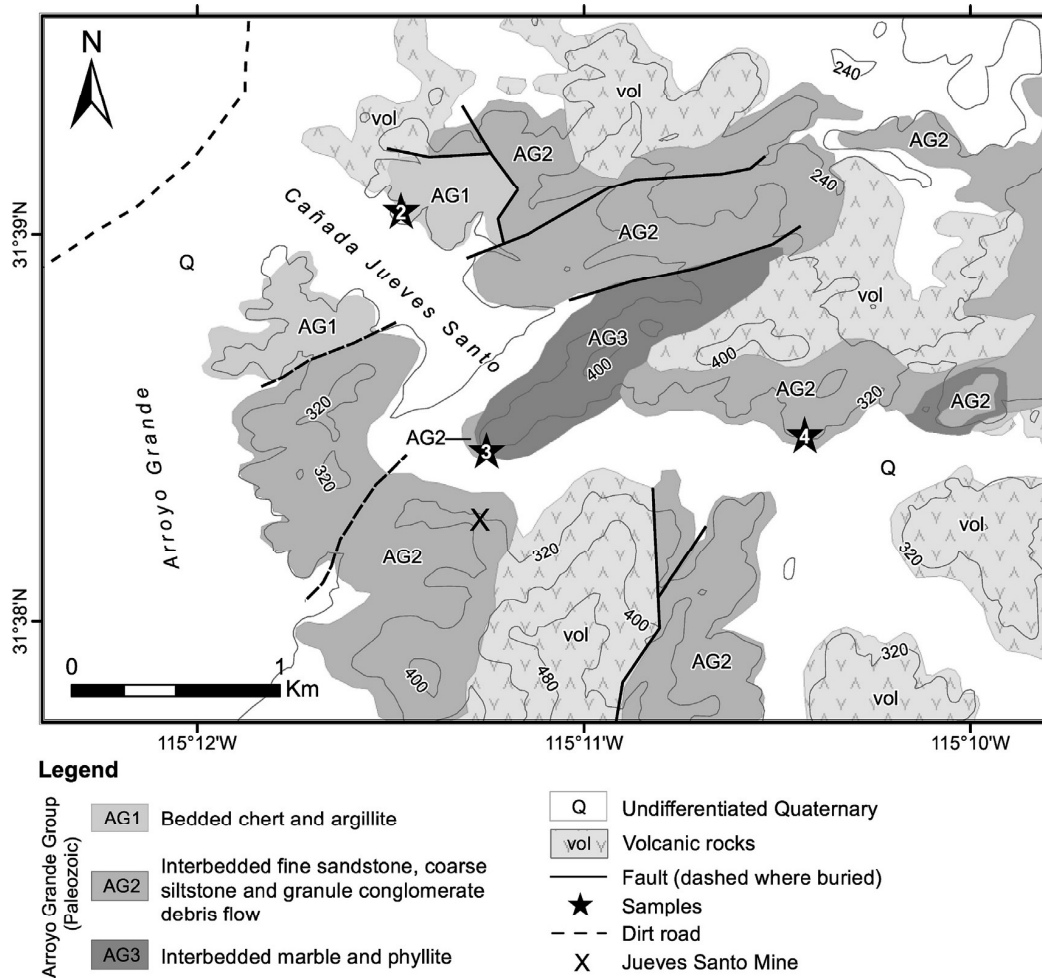


Fig. 3. Geological map of the southern Sierra Las Pintas area, Baja California (adapted from Leier-Engelhardt, 1993).

used in this work (Zuffa, 1985; Garzanti and Vezzoli, 2003) are defined in Table 1, and raw and recalculated point-counting data are presented in Table 2. Location of the analyzed metasandstones is shown in the stratigraphic column of Fig. 4.

The analyzed metasandstones display a spaced, anastomosing to crude foliation (Twiss and Moores, 1992) that is slightly penetrative at the millimeter scale. Foliation domains are defined by layers of fine-grained opaque minerals, suggesting that pressure solution was the main mechanism of deformation. Locally, fine-grained muscovite grains are aligned along the foliation surface. According to the classification scheme of Garzanti (2016), protholiths of the analyzed samples can be classified as litho-quartzose sandstones (Fig. 7A). In order of decreasing abundance, these rocks are composed of: quartz (65–68% of the total framework grains; Fig. 7A and B), metamorphic lithic grains (13–17%; Fig. 8C), sedimentary lithic grains (7–12%), feldspar (5–7%; $P/F = 0.4–0.7$), volcanic lithic grains (0–1.3%), heavy minerals such as zircon, biotite, and muscovite (0.9–1.3%), and polycrystalline quartz (0–0.3%). In the analyzed samples, quartz and feldspar are generally included in polycrystalline phaneritic clasts that display a mosaic texture with triple junctions, which is typical of high-grade metamorphic rocks (Fig. 8A).

Metamorphic lithic grains are aphanitic and dominantly

represented by metapsammitic/metafelsitic fragments of metamorphic grade 5 of Garzanti and Vezzoli (2003), which correspond to the amphibolite and granulite metamorphic facies. These metamorphic grains display a mosaic texture with triple junctions and are composed of quartz, feldspar, and, local biotite (Fig. 8B). Metapsammitic/metafelsitic lithic grains of metamorphic grades 2–4 are subordinate. These grains are quartz-muscovite and quartz-sericite fragments that display evidence of solid-state deformation and recrystallization under greenschist-facies conditions, such as undulatory and sector extinctions, grain boundary migration, subgrain domains, and shape-preferred orientation.

Sedimentary lithic grains are intrabasinal carbonate fragments composed of crinoid plates (Fig. 8C). Generally, these clasts are larger in size relative to other non-carbonate components. Most of these carbonate grains are partly dissolved along foliations planes and display pressure shadows of calcite growth in optical continuity with the crinoid plate.

Volcanic lithic grains are subordinate in all the analyzed samples. They are the lathwork variety of Dickinson (1970), and are composed of sand-sized plagioclase phenocrysts in a groundmass of interstitial brown volcanic devitrified glass and opaque minerals (Fig. 8D).

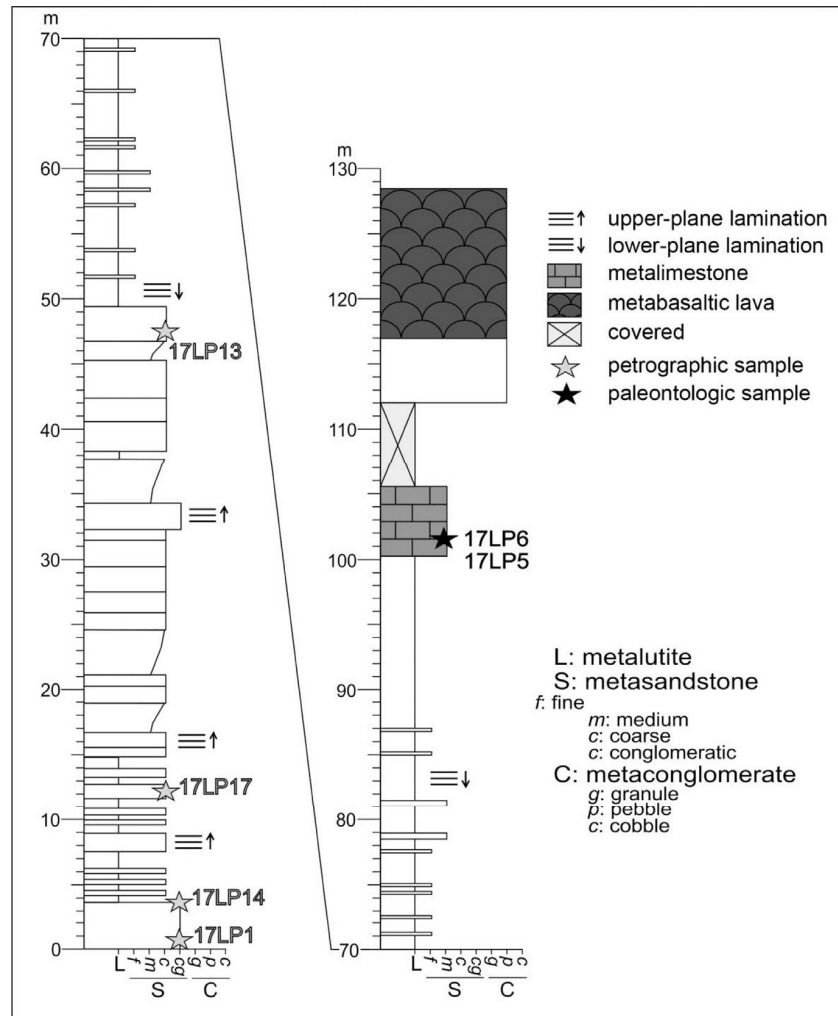


Fig. 4. Stratigraphic column representative of the stratigraphic record exposed in the northeastern part of Sierra Las Pintas. See Fig. 2 for location of column.

3.3. Biostratigraphy

Three morphospecies of crinoids have been identified in the sandy calcareous crinoidal level equivalent to the “Fossiliferous limestone” of McEldowney (1970) and unit SP3 of Leier-Engelhardt (1993). In spite of general poor preservation of the specimens (Fig. 9A), a taxonomic classification could be made taking into account mostly relative sizes, morphologies and patterns, and postulated Middle Pennsylvanian-early Permian time-averaged age.

Illustrated crinoids are repositied in the paleontological collection of the Instituto de Geología (Universidad Nacional Autónoma de México) with specimen number IGM 9027.

The first morphotype corresponds to *Heterostelechus texanus* Moore and Jeffords (Fig. 9C). It displays a well-rounded, high, elliptic columnal shape in lateral profile, as well as a small sub-circular lumen, and an areola inwardly depressed.

The second morphotype is characterized by a subcircular external circumference of the plate, a minute circular lumen extremely reduced compared to the total size of the plate, and by an apparent aureola lacking. These features are typical of *Mooreanteris perforatus* Moore and Jeffords or *Cyclocaudex plenus* Moore and Jeffords (Fig. 9D).

The third morphotype has been identified in a pluricolumnal specimen (Fig. 9B). It displays a slender medium-sized column with straight plates in lateral profile, and different columnal sizes with proportions about a 1:1.6 or 1:1.8. These features suggest that the species could be *Preptopremnum laeve* Moore and Jeffords.

In addition, 17 conodont samples were collected at several locations within the northern and the southern areas (Figs. 2 and 3). Thirteen samples were taken at different limestone beds in the northernmost area of the Sierra Las Pintas (Fig. 2, black star #1). In our measured section, three samples were collected at the most calcareous levels (Fig. 2, white star), as well as in the southern area, where four samples were taken from platy limestone intercalations in the unit AG3 (Fig. 3, black star #3). A total weight of 16 kg was dissolved using standard procedures with formic acid. No conodonts were recovered.

4. Discussion

Paleozoic rocks of Sierra Las Pintas have been generally correlated with the Sonora allochthon that crops out in central and east-central Sonora (e.g. Gastil et al., 1991; Gastil, 1993; Poole et al., 2005). Stratigraphic correlations between metasedimentary rocks at Sierra Las Pintas and the formations defined in central Sonora are

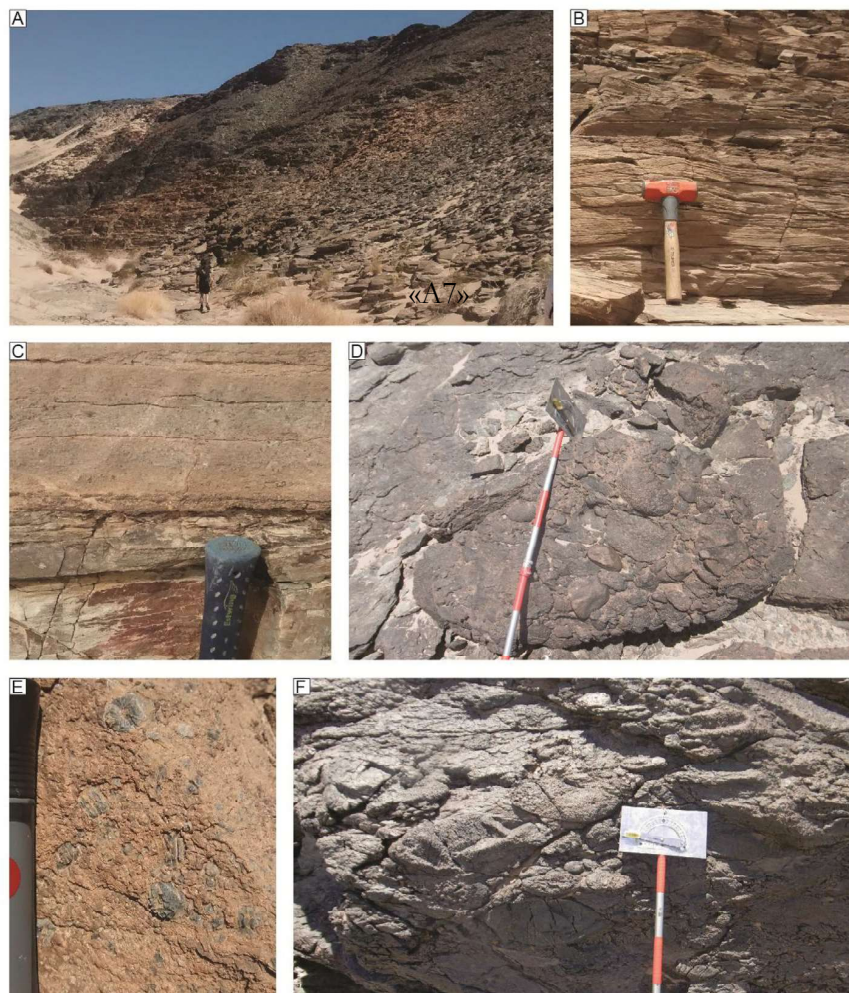


Fig. 5. Field views of the measured section in northern Sierra Las Pintas. (A) Panoramic view of the stratigraphic section. (B) Sedimentary structures in metasandstone. (C) Metasandstone interbedded with metalutite, with fine-grained metaconglomerate on top. (D) Metaconglomerate associated with the lower part of the metalava. (E) Metalimestone with abundant crinoids (fossiliferous level). (F) Globular metalavas resembling pillow lava flows.

shown in Fig. 10. This correlation is based mainly on facies comparison and lithological correlations since no isotopic or paleontological age are reported for the AGG, which may include the older part of the succession.

Thin-bedded chert included by Leier-Engelhardt (1986, 1993) in unit AG1 (lowermost unit of AGG), that crops out at the Cañada Jueves Santo and Arroyo Grande junction (Fig. 3), is stratigraphically and structurally similar to the Upper Ordovician El Yaqui Chert, which is exposed in the Sonora allochthon in the Minas de Barita area in central Sonora (Poole and Amaya-Martínez, 2000, Fig. 1, loc. 7). El Yaqui Chert is unconformably overlain by the Upper Devonian-lowermost Mississippian strata of the Los Pozos Formation in the Minas de Barita area of central Sonora. This formation is mainly made up of radiolarian chert, mudstone, and siltstone (Poole and Amaya-Martínez, 2000). In the Cerro Cobachi (Fig. 1, loc. 8), located approximately 20 km southwest of Minas de Barita, Noll (1981) and Ketner and Noll (1987) included similar Upper Ordovician bedded chert, and Upper Devonian-Lower Mississippian limestone, sandstone and argillite in their Guayacán Group. According to F.G. Poole (6 February 2018, written commun.) map units described in the Minas de Barita area are also present and mappable in the Cerro Cobachi area. Therefore, the old term Guayacán

Group is no longer useful and should be abandoned. Poole also considers the La Vuelta Colorada Formation entirely Permian in age and equivalent to the foredeep Mina México Formation. Leier-Engelhardt (1986, 1993) reported conodont platform elements of *Polygnathus* sp. in the upper part of unit AG1 unit, which indicate an Early Devonian-Early Mississippian age. Therefore, we provisionally correlate the AG1 unit in the Sierra Las Pintas with the El Yaqui Chert and Los Pozos Formation of central Sonora (Fig. 10).

Upper Paleozoic rocks of the Sonora allochthon include the Rancho Nuevo Formation, which is the youngest unit in the allochthon and consists of a succession of siliciclastic turbidites, including chert, siltstone, sandstone, conglomerate, limestone, and stratiform barite. Desmoinesian to Virgilian (late Middle Pennsylvanian-Late Pennsylvanian) fusulinids are described from the Rancho Nuevo Formation although a Late Mississippian-Pennsylvanian age is assigned to the formation (Stevens et al., 2014). Radiolarians of Late Mississippian age occur in the lower Rancho Nuevo Formation (F.G. Poole, written commun.). The localities studied by Stevens et al. (2014) also include outcrops mapped by Ketner and Noll (1987) as La Vuelta Colorada Formation. The interpreted depositional environment for the formation is a deep-water foredeep basin.



Fig. 6. Field views in Sierra Las Pintas. (A) Axial plane foliation in the lower part of SPG. (B) Green siltstone with limestone intercalations and minor tuffs in the northernmost Sierra Las Pintas. (C) Deformed thin-bedded chert at the Cañada Jueves Santo. (D) Bouma sequences in calcareous turbidites from unit AG2. (E) Soft sediment deformation in calcareous turbidites from unit AG2. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 1
Framework grain parameters used for metasandstones of Sierra Las Pintas.

Parameters	Definition
Qs	Single crystal of quartz
QRm	Quartz in a phaneritic and polycrystalline metamorphic fragment
Qp	Aphanitic and polycrystalline quartz
Ks	Single crystal of K-feldspar
Ps	Single crystal of plagioclase
PRm	Plagioclase in a phaneritic and polycrystalline fragment showing evidence of solid-state deformation
PLvl	Plagioclase phenocryst (>0.0625 mm in size) in a lathwork volcanic lithic grain
Lmf(1–5)	Metapsammitic/metafelsitic lithic grain (numbers from 1 to 5 indicate metamorphic grades according to Garzanti and Vezzoli, 2003)
Lvl	Lathwork volcanic lithic grain
Lsc	Carbonate sedimentary lithic grain
H	Translucent heavy minerals
Qm	Total monocrystalline quartz (Qs + QRm)
Q	Total quartz (Qm + Qp)
K	Total K-feldspar (Ks)
P	Total plagioclase (Ps + PRm + PLvl)
F	Total feldspar (K + P)
Lm	Total metamorphic lithic grains (Lmf)
Lv	Total volcanic lithic grains (Lvl)
Ls	Total sedimentary lithic grains (Lsc)
L	Total lithic grains (Lm + Lv + Ls)

Table 2
Point-counting raw data and recalculated parameters for metasandstones of Sierra Las Pintas.

Point-counting proportions															
Sample	Qs	QRm	Qp	Ks	Ps	PRm	PLvl	Lmf2	Lmf3	Lmf4	Lmf5	Lvl	Lsc	H	TOT
17 LP 1	62	148	1	9	7	0	0	6	10	1	27	0	32	4	307
17 LP 14	61	166	0	6	6	3	3	10	11	2	35	3	24	3	333
17 LP 17	53	152	1	7	9	1	1	9	6	1	25	2	34	4	305
17 LP 13	84	117	0	10	8	2	3	7	8	0	28	4	36	4	311
Recalculated parameters															
Sample	QFL%Q	QFL%F	QFL%L	QmFL%Qm	QmFL%F	QmFL%L	LmLvLs%Lm	LmLvLs%Lv	LmLvLs%Ls						
17 LP 1	69.6	5.3	25.1	69.3	5.3	25.4	57.9	0.0	42.1						
17 LP 14	68.8	5.5	25.8	68.8	5.5	25.8	68.2	3.5	28.2						
17 LP 17	68.4	6.0	25.6	68.1	6.0	25.9	53.2	2.6	44.2						
17 LP 13	65.5	7.5	27.0	65.5	7.5	27.0	51.8	4.8	43.4						

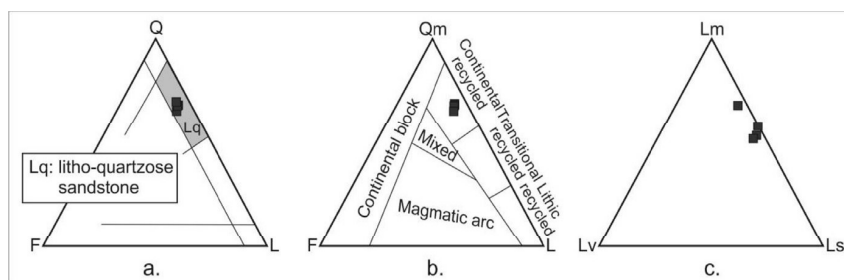


Fig. 7. Detrital modes for metasandstones from the northeastern part of Sierra Las Pintas. (A) QFL plot (sandstone nomenclature is after Garzanti (2016)). Protholith of the met-asandstone is litho-quartzose sandstones. (B) QmFL diagram. Samples plot in continental recycled sandstone field of Dickinson (1970). (C) LmLvLs plot. Sandstones are dominated by metamorphic and sedimentary lithic grains, with subordinate amounts of volcanic lithic grains.

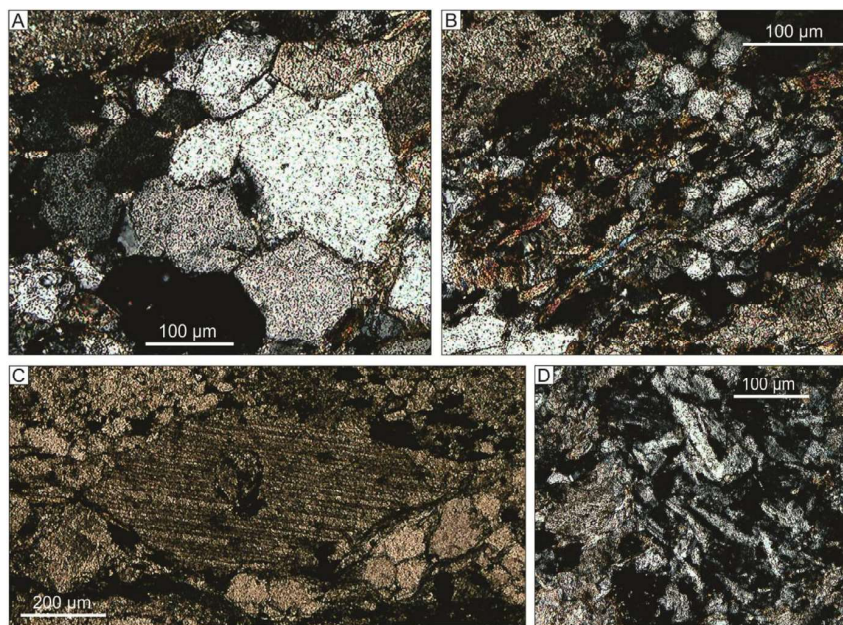


Fig. 8. Photomicrographs of metasandstone thin sections from Sierra Las Pintas. (A) Quartz-feldspathic phaneritic fragment displaying a mosaic texture with triple junctions typical of high-grade metamorphic rocks. (B) Grade 5 metamorphic lithic grain composed of quartz and biotite. (C) Calcareous sedimentary lithic grain composed of a crinoid plate. (D) Lathwork volcanic lithic grain.

Crinoid morphospecies found in the Sierra Las Pintas commonly occur in other areas of Mexico and southern United States. *Heterosteichus texanus* was originally described in the Late

Pennsylvanian and early Permian of Texas (Moore and Jeffords, 1968). In Sonora, this morphospecies has been reported both in the cratonic-platform sequence (Horquilla Formation, Cerros Las

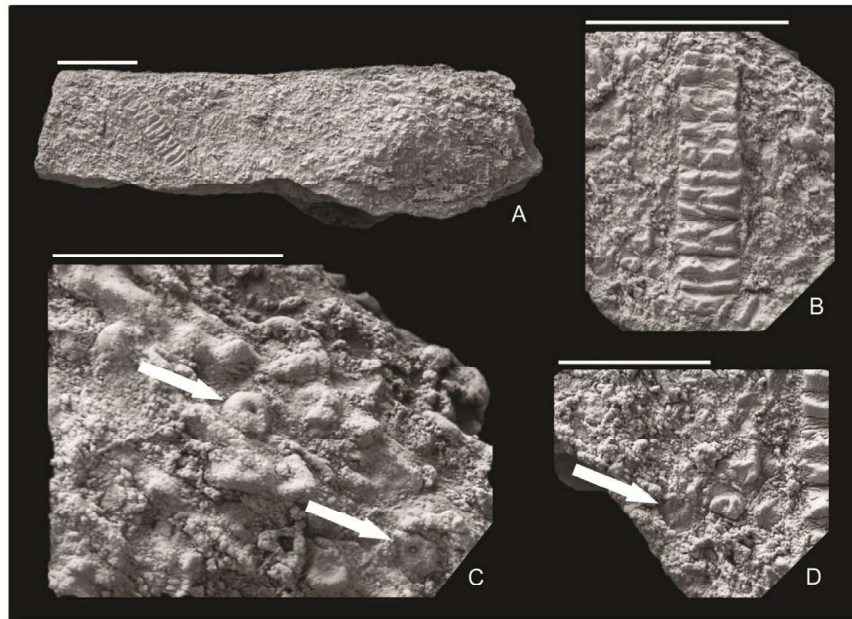


Fig. 9. (A) Rock sample 17-LP-5 containing crinoids, scale 1 cm. (B) *Preptopremnum laeve*? Moore and Jeffords, articulated stem, scale 1 cm. (C) *Heterostelechus texanus* Moore and Jeffords, calcified plate, scale 0.5 cm. (D) *Mooreanteris perforatus* Moore and Jeffords or *Cyclocaudex plenus* Moore and Jeffords, plate in planar view, scale 0.5 cm.

	CENTRAL SONORA		NORTHERN BAJA CALIFORNIA	
	Minas de Barita	Cerro Cobachi	northern Sierra Las Pintas	southern Sierra Las Pintas
	Sonora allochthon	Sonora allochthon	Sierra Las Pintas Group	Arroyo Grande Group
Permian	NO DATA	NO DATA	NO DATA	NO DATA
Pennsylvanian	?	?	?	?
	Rancho Nuevo Formation	Rancho Nuevo Formation	SP4	AG3
Mississippian	U Los Chinos Cgl	U Los Chinos Cgl	SP3	?
	L Cerro Tasajo Ls	L Cerro Tasajo Ls	SP2	AG2
Devonian	U Los Pozos Formation	U Los Pozos Formation	SP1	?
	M	M	?	AG1
	L	L	NO DATA	AG1
Silurian	U	U	NO DATA	NO DATA
	L	L	NO DATA	NO DATA
Ordovician	U El Yaqui Chert	U El Yaqui Chert	NO DATA	?
	M El Mezquite Shale	M El Mezquite Shale	NO DATA	NO DATA
	L El Quemado Shale	L El Quemado Shale	NO DATA	NO DATA
Cambrian	?	?	NO DATA	NO DATA

Fig. 10. Stratigraphic correlations of Paleozoic deep-water rocks in Sierra Las Pintas and central Sonora areas (after Leier-Engelhardt, 1986, 1993; Poole et al., 2008).

Mesteñas in northeastern Sonora: Buitrón-Sánchez et al., 2008) and in continental-shelf strata (Monos Formation, Cerro Monos in northwestern Sonora: Buitrón-Sánchez et al., 2007b). *Mooreanteris perforatus* and *Cyclocaudex plenus*, defined by Moore and Jeffords (1968) in the Late Pennsylvanian of Texas, also appear in central and southern Mexico, in the Tuzancoa Formation of Pemuxco, Hidalgo (Buitrón-Sánchez in Arellano-Gil et al., 1998; Quiroz-Barroso and Sour-Tovar, 2006), and in the Patlanoaya Formation, Puebla (Velasco de León and Buitrón-Sánchez, 1992). *Cyclocaudex plenus* has been reported also in Cerros Las Mesteñas, northeastern Sonora

(Buitrón-Sánchez et al., 2008). *Preptopremnum laeve*, described by Moore and Jeffords (1968) in the Middle Pennsylvanian of Texas, appears in continental-shelf deposits of central Sonora (La Joya formation, Sierra Agua Verde: Buitrón-Sánchez et al., 2007a) and in the cratonic-platform sequence in Cerros El Tule and the Cerros Las Mesteñas (Horquilla Formation, northeastern Sonora: Buitrón-Sánchez et al., 2008, 2012). These occurrences support that the source of the transported crinoid specimens found in Sierra Las Pintas could be shallow-marine environments located north of the foredeep basin where the study section deposited.

5. Conclusions

The fauna association recognized in Sierra Las Pintas in northern Baja California include mixed-age crinoids such as *Heterostelechus texanus*, *Cyclocaudex plenus*, and *Preptopremnum laeve?*, which suggest a Middle Pennsylvanian-early Permian time-averaged age. These taxa are present in other late Paleozoic strata in the southern United States, e.g. Texas (Moore and Jeffords, 1968), and in north-western Mexico, e.g. Sonora (Buitrón-Sánchez et al., 2007a, 2007b, 2008, 2012) that could indicate their source area. In addition to this crinoid fauna, corals and brachiopods of likely Carboniferous age were previously observed in this unit (McEldowney, 1970; Leier-Engelhardt, 1986, 1993). Hence, a Pennsylvanian age is inferred for the upper part of our measured section in the northern Sierra Las Pintas.

Petrographic data indicate that the metasediments were primarily derived from high-grade metamorphic rocks and shallow-marine limestones dominated by crinoid meadows. According to biostratigraphic and petrographic data the metasedimentary rocks in the Sierra Las Pintas area can be correlated with the Carboniferous Rancho Nuevo Formation of central Sonora (Fig. 10). This latter unit was deposited along the southern continental margin of Laurentia and is composed mostly of metamorphic-rock detritus from the continental shelf and cratonic platform. Typical Carboniferous encrinurids, which characterize shallow-marine rocks of central and northern Sonora, should continue westward and northward to Sierra Las Pintas, and beyond.

Acknowledgments

We greatly thank Nancy Riggs (NAU), Barney Poole (USGS), and Blanca Buitrón (UNAM) for their thorough revisions and suggestions, which notably improve the original manuscript, as well as editor Francisco Vega.

We also acknowledge the outstanding support from *Reserva de la Biosfera Alto Golfo de California y Delta del Río Colorado* (CONANP, Mexican Federal Government).

Paleontological research approved by the Instituto Nacional de Antropología e Historia (No. de oficio 401-1S.3-2017/131). We thank José Luis Perea and Cristina García Moreno (Centro INAH Sonora) for their advice and help with heritage legislation and paperwork.

We also thank Aimée Orci (Laboratorio de Laminación, Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM) for preparation of thin sections.

This work was supported by the Dirección General de Asuntos del Personal Académico, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM-DGAPA-PAPIIT IA104217).

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data related to this article can be found at <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.03.010>.

References

- Arellano-Gil, J., Vachard, D., Yussim, S., Flores de Dios González, A., 1998. Aspectos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos del Pérmico inferior al Jurásico inferior en Pemuxco, estado de Hidalgo, México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 15 (1), 9–13.
- Buch, I.P., 1984. Upper permian (?) and lower triassic metasedimentary rocks, northeastern Baja California, Mexico. In: Frizzell, V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*, vol. 39. Pacific Section S.E.P.M., Los Angeles, California, pp. 31–36.
- Buch, I.P., Delattre, M.P., 1993. Permian and lower Triassic stratigraphy along the 30th parallel, eastern Baja California norte, Mexico. In: Gastil, R.G., Miller, R.H. (Eds.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, vol. 279. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 77–90.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Gómez-Espinosa, C., Almazán-Vázquez, E., Vachard, D., 2007a. A late Atokan regional encrinurid (early Late Moscovian, Middle Pennsylvanian) in the Sierra Agua Verde, Sonora state, NW Mexico. In: Álvaro, J.J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A., Vachard, D., Vennin, E. (Eds.), *Palaeoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*, vol. 275. Geological Society, Special Publications, London, pp. 201–209.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Almazán-Vázquez, E., Vachard, D., 2007b. Middle Permian crinoids (Echinodermata, Crinoidea) from Cerro los Monos, Caborca, Sonora, Mexico and paleogeographic considerations. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 24, 344–353.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Gómez-Espinosa, C., Almazán Vázquez, E., Vachard, D., Laguarda-Figueras, A., Solís-Marín, F., 2008. A review of the crinoid columnals (Echinodermata-Crinoidea) from the Carboniferous of Mexico. *Int. J. Trop. Biol.* 56, 1–12.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Vachard, D., Almazán-Vázquez, E., Palafox, J.J., 2012. Una secuencia cratónica del Carbonífero al Pérmico inferior expuesta en los cerros El Tule, noreste de Sonora, México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 29, 39–62.
- Campbell, M.J., 1985. Prebatholithic stratigraphy of the northeastern Sierra la Asamblea, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis. San Diego State University, Department of Geological Sciences, San Diego, California, p. 75.
- Crocker, G.A., 1987. Stratigraphy and Structure of Paleozoic Metasediments South of Bahía Calamajue, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis. San Diego State University, Department of Geological Sciences, San Diego, California, p. 129.
- Delattre, M.P., 1984. Permian miogeoclinal strata at El Volcán, Baja California, Mexico. In: Fizzelli, V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*, vol. 39. Pacific Section S.E.P.M., Los Angeles, California, pp. 23–29.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.* 40, 695–707.
- Garzanti, E., 2016. From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. *Sediment. Geol.* 336, 3–13.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., 2003. A classification of metamorphic grains in sandstones based on their composition and grade. *J. Sediment. Res.* 73, 830–837.
- Gastil, R.G., 1993. Prebatholithic history of peninsular California. In: Gastil, R.G., Miller, R.H. (Eds.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, vol. 279. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 145–156.
- Gastil, R.G., Miller, R.H., 1981. Lower Paleozoic strata on the Pacific plate of north America. *Nature* 292 (27), 828–830.
- Gastil, R.G., Lemone, D.V., Steward, J., 1973. Permian fusulinids from near San Felipe, Baja California. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 57 (4), 746–747.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geol. Soc. Am. Mem.* 140, 170 pp.
- Gastil, R.G., Miller, R., Anderson, P., Crocker, J., Campbell, M., Buch, P., Lothringer, C., Leier-Engelhardt, P., DeLattre, M., Hoobs, J., Roldán-Quintana, J., 1991. The relation between the Paleozoic strata on opposite sides of the Gulf of California. In: Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (Eds.), *Studies of Sonoran Geology*, vol. 254. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 7–17.
- Gazzi, P., 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineral. Petrogr. Acta* 12, 69–97.
- Griffith, R., Hoobs, J., 1993. Geology of the southern Sierra Calamajue, Baja California norte, Mexico. In: Gastil, R.G., Miller, R.H. (Eds.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, vol. 279. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 43–59.
- Henry, A.J., 1966. Reconnaissance geology of the southeastern Sierra de Pintas, Baja California. Senior report, vol. 10. San Diego State University, Department of Geological Sciences, San Diego, California, 16.
- Hoobs, J.H., 1985. Carboniferous Island-arc and Associated Rocks from the Mision Calamajue Area, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis. San Diego State University, Department of Geological Sciences, San Diego, California, 122 pp.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.* 54 (1), 103–116.
- James, A.H., 1973. Structure and stratigraphy of the southern Sierra de Pintas, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis. San Diego State University, Department of Geological Sciences, San Diego, California, p. 56.
- Ketner, K.B., Noll Jr., J.H., 1987. Preliminary Geologic Map of the Cerro Cobachi Area, Sonora, Mexico: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1980, Scale 1:20,000.
- La Borde, R.T., 1967. Reconnaissance geology of the northern Sierra de Pintas, Baja California. Senior report, vol. 11. San Diego State University, Department of Geological Sciences, San Diego, California, pt 3, 22.
- Leier-Engelhardt, P., 1986. Middle Paleozoic Strata of the Sierra Las Pintas, North-eastern Baja California Norte, Mexico. M.Sc. thesis. San Diego State University, Department of Geological Sciences, San Diego, California, 184 pp.
- Leier-Engelhardt, P., 1993. Middle Paleozoic Strata of the Sierra Las Pintas, north-eastern Baja California Norte, Mexico. In: Gastil, R.G., Miller, R.H. (Eds.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, vol. 279. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 23–41.
- Lothringer, C.J., 1984. Geology of a lower ordovician allochthon, Rancho San Marcos, Baja California, Mexico. In: V.A. Frizzell (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*, vol. 39. Pacific Section S.E.P.M., Los Angeles, California, pp. 17–22.
- Lothringer, C.J., 1993. Allochthonous ordovician strata of Rancho San Marcos, Baja California norte, Mexico. In: R.G. Gastil, Miller, R.H. (Eds.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, vol. 279. Geological Society of America

- Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 11–22.
- McEldowney, R.C., 1970. Geology of the Northern Sierra Pinta, Baja California, Mexico. M.Sc. thesis. San Diego State University, Department of Geological Sciences, San Diego, California, 78.
- Moore, R.C., Jeffords, R.M., 1968. Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns. *Univ. Kans. Paleontol. Contrib.* 46 (9), 1–86.
- Noll, J.H., 1981. Geology of the Picacho Colorado Area, northern Sierra de Cobachi, central Sonora, Mexico. M.Sc. thesis. Northern Arizona University, Department of Geology, Flagstaff, Arizona, 165 pp.
- Peiffer-Rangin, F., 1988. Biostratigraphic Study of Paleozoic Rocks of Northeastern and Central Sonora. Unpublished manuscript on file with J. H. Stewart, USGS, California and F. G. Poole, USGS, Colorado, 90 pp.
- Poole, F.G., Amaya-Martínez, R., 2000. The Sonora orogen in the Barita de Sonora Mine area east of Mazatán, Central Sonora. In: Guide to Field Trip 3 for the Fourth Symposium on the Geology of Northwest Mexico and Adjacent Areas. University of Sonora, Hermosillo, Sonora, Mexico, pp. 1–27.
- Poole, F.G., Perry Jr., W.J., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005. Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. In: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKeel, J.W., Steiner, M.B. (Eds.), *The Mojave-Sonora Megashield Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*, vol. 393. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 543–596.
- Poole, F.G., Gehrels, G.E., Stewart, J.H., 2008. Significance of detrital zircons in upper Devonian ocean-basin strata of the Sonora allochthon and Lower Permian synorogenic strata of the Mina México foredeep, central Sonora, México. In: Blodgett, R.B., Stanley Jr., G.D. (Eds.), *The Terrane Puzzle: New Perspectives on Paleontology and Stratigraphy from the North American Cordillera*, vol. 442. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 121–131.
- Quiroz-Barroso, S.A., Sour-Tovar, F., 2006. Fossil record of upper paleozoic marine invertebrates from Mexico. In: Vega, F. (Ed.), *Studies on Mexican Paleontology*. Springer, Netherlands, pp. 133–167.
- Stevens, C.H., Poole, F.G., Amaya-Martínez, R., 2014. Late Paleozoic fusulinids from Sonora, México: importance for interpretation of depositional settings, biogeography, and paleotectonics. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 31, 14–27.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., 2002. Inventory of Neoproterozoic and Paleozoic strata in Sonora, Mexico, pp. 1–50. USGS Open-File Report, 02-97.
- Twiss, R.S., Moores, E.M., 1992. *Structural Geology*. Freeman, and Co, New York, W.H., 532.
- Velasco de León, M.P., Buitrón-Sánchez, B.E., 1992. Algunos crinoides (Echinodermata-Crinoidea) del Misisípico-Pensilvánico de San Salvador Patlanoaya, estado de Puebla. *Rev. Soc. Mexic. Palaontol.* 5, 71–81.
- Webster, G.D., Delattre, M.P., 1993. Permian crinoid columnals from the Zamora formation near El volcán, Baja California norte, Mexico. In: Gastil, R.G., Miller, R.H. (Eds.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, vol. 279. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 91–95.
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. D. Reidel, Dordrecht, Netherlands, pp. 165–189. NATO Advanced Study Institute Series.

Esta página se ha dejado en blanco para la versión impresa

ANEXO II

Formación	Estado	Terreno tectono-estratigráfico	Edad	Contenido faunístico	Del ambiente de depósito	Referencias
Grupo Naco:						
Formación Horquilla	Sonora(4,5), Chihuahua (12,13)	Laurencia	Pensilvánico	Fusulínidos: <i>Profusulinella</i> , <i>Millerella</i> , <i>Fusulinella</i> y <i>Wedekindellina</i> (4,5; 12,13 datos no disponibles)	Cuenca de antepaís (Pedregosa)	González-León, 1986; Peiffer-Rangin, 1988
Formación Earp	Sonora(4,5), Chihuahua (12,13)	Laurencia	Pérmico inferior (Cisuraliano inferior)	Fusulínidos: <i>Schwagwerina</i> sp., <i>Schubertella</i> (4,5; 12,13 datos no disponibles)	Cuenca de antepaís (Pedregosa)	González-León, 1986; Peiffer-Rangin, 1988
Caliza Colina	Sonora (5), Chihuahua (12,13)	Laurencia	Pérmico inferior	Fusulínidos: <i>Triticites</i> sp., <i>Schwagwerina</i> sp., <i>Schubertella</i> (5; 12,13 datos no disponibles)	Cuenca de antepaís (Pedregosa)	Díaz y Navarro, 1964 <i>vide</i> Sánchez-Zavala <i>et al.</i> , 1999; Peiffer-Rangin, 1988
Formación Epitaph	Sonora (5), Chihuahua (12,13)	Laurencia	Pérmico inferior	Fusulínidos: <i>Triticites</i> sp., <i>Schwagwerina</i> sp., <i>Schubertella</i> (5; 12,13 datos no disponibles)	Cuenca de antepaís (Pedregosa)	Díaz y Navarro, 1964 <i>vide</i> Sánchez-Zavala <i>et al.</i> , 1999; Peiffer-Rangin, 1988
Formación Scherrer	Sonora (5), Chihuahua (12,13)	Laurencia	Pérmico inferior	Fusulínidos: <i>Triticites</i> sp., <i>Schwagwerina</i> sp., <i>Schubertella</i> (5; 12,13 datos no disponibles)	Cuenca de antepaís (Pedregosa)	Díaz y Navarro, 1964 <i>vide</i> Sánchez-Zavala <i>et al.</i> , 1999; Peiffer-Rangin, 1988
Caliza Concha	Chihuahua (12,13)	Laurencia	-	(12,13 datos no disponibles)	Cuenca de antepaís (Pedregosa)	Díaz y Navarro, 1964 <i>vide</i> Sánchez-Zavala <i>et al.</i> , 1999

Tabla A1. Información general de las localidades del Pérmico marino de México discutidas en el apartado 1.4.2.2. Los números hacen referencias a las localidades de la figura 1.3. del mismo apartado.

Formación	Estado	Terreno tectono-estratigráfico	Edad	Contenido faunístico	Del ambiente de depósito	Referencias
Formación Rara	Chihuahua (14)	Laurencia	Pérmico inferior (Cisuraliano inferior)	Fusulínidos: <i>Pseudoschwagerina texana</i>	Zonas medias-distales de un abanico submarino	Handschy y Dyer, 1987
Formación Plomosas	Chihuahua (15)	Laurencia	Pérmico inferior (Cisuraliano medio)	Fusulínidos: <i>Schwagerina</i> sp., <i>Triticites</i> sp.	Cuenca de antepaís (Pedregosa; turbiditas distales)	Handschy y Dyer, 1987; Barbosa-Gudiño <i>et al.</i> , 2006
Unidades 1, 2 y 3	Sonora (6)	Laurencia	Pérmico inferior (Cisuraliano superior)	Fusulínidos: <i>Parafusulina imlayi</i>	Cuenca de antepaís (Pedregosa)	Imlay, 1939
Secuencias de El Capitán	Sonora (2)	Laurencia	Pensilvánico-Pérmico	¿Braquiópodos? y crinoides mal preservados	-	Leveille, 1984; Fitts, 1989
Formación Monos	Sonora (3)	Bloque Caborca	Pérmico medio-superior (Guadalupiano)	Goniatite: <i>Waagenoceras dieneri</i> Fusulínidos: <i>Parafusulina antimoniensis</i>	Plataforma carbonatada en cuenca de ante-arco	González-León, 1980; 1997
Formación Antimonio (parte inferior)	Sonora (3)	Bloque Caborca	Pérmico medio-superior (Guadalupiano)	Braquiópodo: <i>Orbiculoidea</i> sp., <i>Spirifellina sonoriensis</i> , <i>Composita</i> sp.	Sedimentación dentro de una cuenca de ante-arco	González-León, 1980; 1997; Stanley y González-León, 1995
Caliza La Cueva	Sonora (7,8,9,10,11)	Bloque Caborca	Pérmico inferior (Cisuraliano medio)	Fusulínidos: especies de <i>Parafusulina</i> , <i>Eoparafusulina</i> , <i>Skinnerella</i> , <i>Pseudochusenella</i> , <i>Chalartoswagerina?</i> , « <i>Schwagerina</i> », <i>Praeskinnerella</i> y <i>Chalartoswagerina</i>	Plataforma carbonatada del suroeste de Laurencia	Poole <i>et al.</i> , 2005; Stevens <i>et al.</i> , 2014

Tabla A1. Continuación.

Formación	Estado	Terreno tectono-estratigráfico	Edad	Contenido faunístico	Del ambiente de depósito	Referencias
Formación Mina México	Sonora (7,8,9,10,11)	Bloque Caborca	No más joven que Pérmico inferior (Cisuraliano medio-superior)	Fusulínidos: especies de <i>Parafusulina</i> , <i>Skinnerella</i> , « <i>Schwagerina</i> » y <i>Praeskinnerella</i>	Cuenca de antepaís	Poole <i>et al.</i> , 2005; Stevens <i>et al.</i> , 2014
Secuencias del área del Arroyo Zamora	Baja California (1)	Alóctono de Sonora (Terreno Cortés)	Pérmico	Fusulínidos: <i>Parafusulina kummeli</i>	Depósitos hemipelágicos de Talud	Buch y Delattre, 1993
Área del Valle de las Delicias «formación Las Delicias»	Coahuila (16)	Bloque Coahuila	Pérmico inferior-medio (Cisuraliano medio-superior a Guadalupiano)	Ammonoideo: especies de <i>Perrinites</i> , <i>Waagenoceras</i> , <i>Timorites</i> , <i>Kingoceras</i> y <i>Eoaxoceras</i>	Cuenca de intra-arco (flujos por gravedad)	McKee <i>et al.</i> , 1999
Formación Guacamaya	Tamaulipas (17)	Bloque «Oaxaquia» (Bloque Tampico)	Pérmico inferior	Fusulínidos: especies de <i>Paraschwagerina</i> , <i>Schwagerina</i> , <i>Triticites</i> , <i>Triticites</i> cf. <i>T. crekensis</i> , <i>Ozawainella</i> y <i>Staffella</i>	Cuenca de ante-arco (<i>flysch</i> de aguas profundas)	Stewart <i>et al.</i> , 1999
Formación Tuzancoa	Hidalgo (18)	Bloque «Oaxaquia» (Bloque Tampico)	Pérmico inferior	Fusulínidos: <i>Skinnerella</i> , <i>Staffella</i> , <i>Schwagerina</i> , <i>Triticites</i> , <i>Tetraxis</i> , <i>Paraschwagerina</i> , <i>Pseudochwagerina</i> , <i>Schubertella</i> y <i>Pseudofusulina</i>	Cuenca de tras-arco (flujos por gravedad de aguas profundas)	Rosales-Lagarde <i>et al.</i> , 2005
Formación Patlanoaya	Puebla (19)	Bloque «Oaxaquia» (Bloque Del Sur)	Pensilvánico medio-Pérmico inferior-medio	Pensilvánico con conodontos: <i>Idiognathodus</i> , <i>Neognathodus</i> y <i>Gondolella</i> y Pérmico con fusulínidos: <i>Rugosochusenella gregaria</i> , foraminífero: <i>Geinitzina postcarbonica</i> , <i>Pseudovermiporela</i> sp., « <i>Arenovidalina</i> » <i>novospolvi</i> , fusulínidos: <i>Skinnerella imlayi</i> y <i>Paraskinnerella skinneri</i>	Rampa homoclinal con niveles de tempestitas	El Albani <i>et al.</i> , 2005

Tabla A1. Continuación.

Formación	Estado	Terreno tectono-estratigráfico	Edad	Contenido faunístico	Del ambiente de depósito	Referencias
Formación Olinalá	Guerrero (20)	Bloque «Oaxaquia» (Bloque Del Sur)	Pérmico medio (¿Guadalupiano?)	Ammonoideos: <i>Pseudoleiorgastrioceras roadense</i> y <i>Stacheoceras tumanskyae</i> , braquiópodos: <i>Leiorhynchoidea shucherti</i> en la base, ammonoideos: <i>Waagenoceras dieneri</i> , <i>Stacheoceras tumanskyae</i> y <i>Paraceltites elegans</i> , gasterópodos: <i>Babylonites carinatus</i> , braquiópodos: <i>Cancrinella rugosa</i> y <i>Orbiculoidea ovalis</i> en la parte superior	Rampa homoclinal con sedimentación terrígena	Corona-Esquivel, 1981
Formación Grupera	Chiapas (21)	Bloque Yucatán-Chiapas	Pérmico inferior (Cisuraliano inferior)	Fusulínidos: <i>Schwagerina gruparensis</i> y <i>Pseudofusulina chiapaensis</i> (comparación con las faunas del suroeste de Texas)	-	Thomson y Miller, 1944; Reyerros de Castillo, 1976
Caliza Vainilla	Chiapas (21)	Bloque Yucatán-Chiapas	Pérmico inferior (Cisuraliano inferior)	Fusulínidos: <i>Schwagerina figueroai</i> (comparación con las faunas del suroeste de Texas)	-	Thomson y Miller, 1944; Reyerros de Castillo, 1976
Formación Paso Hondo	Chiapas (21)	Bloque Yucatán-Chiapas	Pérmico inferior-medio (Cisuraliano medio-superior a Guadalupiano inferior)	Braquiópodos: <i>Paucispinifera</i> sp., <i>Dyoros (Lissosia) maya</i> , <i>Hustedia shumardi</i> , <i>Spiriferella propia</i> y <i>Spirifelina</i> cf. <i>S. tricosia</i> , gasterópodos: <i>Bellerophon crassus</i> , ammonoideos: <i>Perrinites hilli</i> y <i>Peritrochia mulleriedi</i> , fusulínidos: <i>Parafusulina australis</i> , <i>Staffella centralis</i> , <i>Eoverbeekina americana</i> , <i>Nankinella?</i> Y <i>Schwagerina?</i>	Parte interna y media de una rampa homoclinal	Thomson y Miller, 1944; Reyerros de Castillo, 1976; Torres-Martínez et al., 2016; 2018

Tabla A1. Continuación.

Sección Los Monos													
Muestras	14P-54	14P-61	14P-62	14P-63	14P-64	14P-65	14P-66	14P-68	14P-69	14P-70	14P-71	14P-72	14P-73
Cantidad disuelta (Kg)	2.7	2.9	2.9	1.3	3	3	1.5	1.3	1.3	1.5	1.3	1.3	1.3
<i>Mesogondolella nankingensis</i>		1											
<i>Mesogondolella aserrata</i>			4										
<i>Mesogondolella postserrata</i>		6	8										
<i>Mesogondolella</i> cf. <i>M. aserrata</i>			4										
<i>Mesogondolella</i> cf. <i>M. postserrata</i>			3										
<i>Mesogondolella bitteri</i>							1	2		2			
<i>Mesogondolella</i> cf. <i>M. bitteri</i>								1		1			3
<i>Mesogondolella</i> sp.						1							
<i>Hindeodus excavatus</i>	1	1		2	13	11	2	2	4	1	12	1	3
<i>Hindeodus</i> cf. <i>M. excavatus</i>								2			2		
<i>Hindeodus permicus</i>			3	3	6	9				1	6	3	2
<i>Hindeodus</i> sp. A					1	3				1	1	1	
<i>Hindeodus typicalis</i>				1		1	1	1		1	1	1	1
<i>Sweetognathus fengshanensis</i>											1		
Ramiformes	5	4	1		5	5	2	23	3	12	4	10	15
Total de elementos	6	12	23	5	25	30	6	31	7	19	27	16	24
Abundancia en 1 Kg	2.2	4.1	7.9	3.8	8.3	10	4	23.8	5.4	12.6	20.7	12.3	18.4

Tabla A2. Datos de abundancia y diversidad de conodontos de la Sección Los Monos.

Sección Las Rastras										
Muestras	18LR-1	18LR-2	18LR-3	18LR-4	18LR-6	18LR-8	17LR-4	18LR-13	18LR-12	18LR-19
Cantidad disuelta (Kg)	4	4	4	4	4	4	5.6	4	4	4
<i>Sweetognathus whitei</i>	3	27	40							
<i>Sweetognathus subsymmetricus</i>		13	2	7	2		2	5		
<i>Sweetognathus</i> cf. <i>subsymmetricus</i>					4		1			
Transicional a <i>Sw. hanzhongensis</i>						1		1		
<i>Neostreptognathodus prayi</i>	1	2	25	6					1	
<i>Neostreptognathodus</i> aff. <i>prayi</i>		1	7							
<i>Neostreptognathodus sulcopicatus</i>			1							
<i>Hindeodus minutus</i>		3			2					
<i>Hindeodus</i> aff. <i>gulloides</i>							2			
<i>Gulodus tieqiaoensis</i>						1	4			
<i>Mesogondolella siciliensis</i>										1
Ramiformes	4	6	20			1	6			
Total de elementos	4	52	95	13	8	3	14	6	1	1
Abundancia en 1 Kg	1	13	23.7	3.2	2	0.7	2.5	1.2	0.2	0.2

Tabla A3. Datos de abundancia y diversidad de conodontos de la Sección Las Rastras.

Sección	Sierra Martínez 1			Sierra Martínez 2			
Muestras	17SM-2	18SM-1	17SM-3	17SM-4	17SM-5	18SM-3	18SM-5
Cantidad disuelta (Kg)	6.8	4	6.8	5.2	7.2	4	4
<i>Sweetognathus subsymmetricus</i>	1					3	3
<i>Sweetognathus</i> sp. A			2				
<i>Sweetognathus</i> sp. B							1
<i>Neostreptognathodus prayi</i>	1	6		26	6	7	2
<i>Neostreptognathodus</i> aff. <i>prayi</i>					1		
<i>Neostreptognathodus</i> cf. <i>prayi</i>		2		1	1	1	
<i>Pseudohindeodus augustus</i>					1		
<i>Pseudosweetognathus costatus</i>		1					
Ramiformes	1	2		4	2	7	5
Total de elementos	3	11	2	31	11	18	11
Abundancia en 1 Kg	0.4	2.7	0.3	5.9	1.5	4.5	2.7

Tabla A4. Abundancia y diversidad de conodontos de las Secciones Sierra Martínez 1 y 2.

Localización de muestras				
Muestra	Coordenada geográfica		Coordenada UTM zona 12N	
	Latitud	Longitud	X	Y
Sección Las Rastras				
18LR-1	28.9287822	-109.94999	602344	3200549
18LR-2	28.9287822	-109.94998	602345	3200549
18LR-3	28.9287907	-109.949918	602351	3200550
18LR-4	28.9287907	-109.949918	602351	3200550
18LR-5	28.9287086	-109.949806	602362	3200541
18LR-6	28.9287086	-109.949806	602362	3200551
18LR-7	28.9288434	-109.949733	602369	3200556
18LR-8	28.9289056	-109.949609	602381	3200563
17LR-6	28.92899	-109.94945	602396.43	3200572.49
18LR-9	28.9289321	-109.949537	602388	3200566
18LR-10	28.9292274	-109.949206	602420	3200599
17LR-5	28.9289	-109.94908	602432.584	3200562.83
17LR-4	28.92877	-109.94918	602422.965	3200548.34
18LR-11	28.9289091	-109.948901	602450	3200564
18LR-12	28.9294939	-109.948659	602473	3200629
18LR-13	28.9293847	-109.948548	602484	3200617
18LR-14	28.9294291	-109.948455	602493	3200622
18LR-15	28.9294469	-109.948424	602496	3200624
18LR-16	28.9308693	-109.947968	602539	3200782
18LR-17	28.9308327	-109.947897	602546	3200778
18LR-18	28.9307872	-109.947846	602551	3200773
18LR-19	28.9299626	-109.947424	602593	3200682
18LR-20	28.9301948	-109.947113	602623	3200708
Sección Sierra Martínez 1				
17SM-1	28.94683	-109.88195	608957.379	3202609.43
17SM-2	28.94683	-109.88195	608957.379	3202609.43
18SM-1	28.9450729	-109.880577	609093	3202416
17SM-3	28.94515	-109.88056	609052.668	3202424.56
18SM-2	28.9453153	-109.880421	609108	3202443
17SM-6	28.94516	-109.87881	609265.156	3202427.28
17SM-7	28.94544	-109.87807	609336.983	3202458.99

Tabla A5. Información sobre la localización de las muestras recolectadas de la Sección Las Rastras y la Sección Sierra Martínez 1.

Localización de muestras				
Muestra	Coordenada geográfica		Coordenada UTM zona 12N	
	Latitud	Longitud	X	Y
Sección Sierra Martínez 2				
17SM-4	28.94281	-109.88101	609053.202	3202164.87
17SM-5	28.94273	-109.88033	609119.561	3202156.63
18SM-3	28.9434515	-109.879877	609163	3202237
18SM-4	28.9416546	-109.878675	609282	3202039
18SM-5	28.9416	-109.878624	609287	3202033
Sección Los Monos				
14P-52	30.76731	-112.58713	348106.96	3404890.86
14P-53	30.76722	-112.5872	348100.119	3404880.98
14P-54	30.76711	-112.58743	348077.932	3404869.1
14P-55	30.76702	-112.58755	348066.304	3404859.29
14P-56	30.76689	-112.58757	348064.186	3404844.91
14P-57	30.76702	-112.58805	348018.447	3404859.97
14P-58	30.76706	-112.58813	348010.852	3404864.51
14P-59	30.76674	-112.58817	348006.521	3404829.09
14P-60	30.7659	-112.5887	347954.471	3404736.71
14P-61	30.76544	-112.5895	347877.174	3404686.81
14P-62	30.76533	-112.58994	347834.886	3404675.21
14P-63	30.76531	-112.59	347829.111	3404673.08
14P-64	30.76513	-112.59023	347806.813	3404653.44
14P-65	30.76508	-112.59021	347808.649	3404647.87
14P-66	30.76491	-112.59027	347802.638	3404629.11
14P-67	30.75629	-112.58793	348013.069	3403670.47
14P-68	30.76389	-112.59177	347657.455	3404518.09
14P-69	30.76369	-112.59181	347653.311	3404495.97
14P-70	30.76306	-112.59238	347597.759	3404426.92
14P-71	30.76304	-112.59239	347596.77	3404424.72
14P-72	30.76304	-112.59239	347596.77	3404424.72
14P-73	30.76264	-112.59614	347237.192	3404385.49

Tabla A6. Información sobre la localización de las muestras recolectadas de la Sección Sierra Martínez 2 y la Sección Los Monos.