



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

ANÁLISIS DE FACIES Y PALEOAMBIENTES
EN SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS DEL CRETÁCICO INFERIOR
DEL CENTRO ESTE DE MÉXICO

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

JOSÉ CARLOS JIMÉNEZ LÓPEZ

TUTORES PRINCIPALES:

Dr. Ricardo Barragán Manzo

Instituto de Geología, UNAM

Dra. Blanca Estela Buitrón
Sánchez

Instituto de Geología, UNAM

COMITÉ TUTOR:

Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales
Facultad de Ingeniería, UNAM

Dr. Rafael Antonio López Martínez
Instituto de Geología, UNAM

JURADO EXAMINADOR

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

Dra. Blanca Estela Buitrón Sánchez (Instituto de Geología, UNAM)

Dra. Ana Bertha Villaseñor Martínez (Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Josep Anton Moreno Bedmar (Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Rubén Alfonso López Doncel (Instituto de Geología, UASLP)

Ciudad de México, México, septiembre de 2024



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.

Dedicatoria

A MIS PADRES, Norma Angélica y José Alfredo y MIS HERMANAS, Miriam y Marisol, por la motivación, apoyo y cariño que me han brindado y por lo ameno que hacen seguir aprendiendo de la vida y del mundo con ellos y porque también sus enseñanzas y consejos me han permitido seguir adelante.

A MIS ASESORES DE TESIS, los Doctores Blanca Estela Buitrón S. y Ricardo Barragán M., porque con su trato, dedicación y atenciones me he dado cuenta de mis fortalezas y debilidades y porque sé que se han esmerado en que siga mejorando y fortaleciendo mis experiencias.

A MIS AMIGAS y AMIGOS DE CASA, Elizabeth Alejandra Martínez, Berenice Diego, Michael Vera, Luis Enrique y Ricardo Diego, porque en los momentos compartidos se me ha permitido concebir parte de la riqueza de pensamientos, opiniones, gustos y fascinaciones y porque con ellos he explorado parte de lo humano que soy y he forjado parte importante de lo que soy.

A MIS AMIGAS y AMIGOS DEL POSGRADO, Leonora Fernanda Aquiles, Arisbel Barba, Guadalupe González, Teresa García, Cindy Coronado, Iriñana López, Rubén Cruz, Mildred del Carmen Zepeda, Rodrigo Gutiérrez, Arturo Rodríguez, Rogelio Hernández, Carlos Luis e Ismael Luna, Mario Alfredo Ramos, Mario Martínez, Hugo E. Salgado y Edith Fuentes, porque en muchas pláticas y discusiones he podido enriquecerme de su cultura y conocimiento y porque, de sus formas de concebir el mundo, también he conformado una concepción propia que me hace estimar el tiempo que he pasado con ellos y porque, en su compañía, he compartido momentos importantes de alegría y gratitud y se ha hecho más amena la estancia en esta etapa de mi formación.

Agradecimientos

El presente trabajo constituye la tesis del autor para optar para el grado de Doctor en Ciencias de la Tierra, con estudios realizados en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Se agradece especialmente a los Profesores Blanca E. Buitrón, Ricardo Barragán M. y Rafael Antonio López M., quienes formaron también parte del comité tutorial y cuyo apoyo y seguimiento de trabajo permitió enriquecer la temática y proporcionar bases más sólidas para su desarrollo. Para el trabajo de campo se tuvo la colaboración de los Ingenieros Carlos Luis Luna, Ismael Luna, Rubén Cruz y Rodrigo Gutiérrez, así como del Técnico Marco A. Argáez quienes colaboraron en la elaboración y refinamiento del plan de trabajo en esta etapa de investigación además de que apoyaron con la colaboración en los trámites pertinentes.

Se agradece también la colaboración de las Dras. Ana Bertha Villaseñor y Lourdes Omaña, del Departamento de Paleontología del Instituto de Geología, UNAM, quienes apoyaron con ideas y aclaraciones en cuestiones particulares dentro del trabajo de investigación, además de las facilidades y atenciones prestadas para con el sustentante.

Se agradece igualmente al CONAHCyT por la beca recibida para el desarrollo del presente trabajo, al proyecto PAPIIT IN108919 de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA-UNAM) por el apoyo para el trabajo de campo, al Instituto de Geología de la UNAM por las facilidades prestadas y al personal del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) por los análisis geoquímicos realizados.

Finalmente, se agradece a los miembros del Comité Tutorial y a los Sinodales, los Dres. Claudia Cristina Mendoza R., Rafael A. López M., Joaquín E. Aguayo C. y Gilberto Silva R., por los comentarios y sugerencias con las que se ha mejorado el trabajo presentado.

TABLA DE CONTENIDO

| | |
|--|-----------|
| RESUMEN | 13 |
| ABSTRACT | 16 |
| INTRODUCCIÓN | 19 |
| Antecedentes | 19 |
| Objetivos | 20 |
| Hipótesis | 21 |
| Justificación | 21 |
| MATERIALES Y MÉTODOS | 21 |
| Localización de secciones estudiadas | 21 |
| Análisis de microfacies | 24 |
| Análisis de isótopos estables..... | 27 |
| Análisis de agrupamiento..... | 28 |
| TRABAJOS PREVIOS | 28 |
| MARCO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO | 33 |
| Plataforma Valles-San Luis Potosí | 33 |
| Cuenca Tampico-Misantla..... | 35 |
| ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO..... | 37 |
| Formación Pimienta (Jurásico Superior, Tithoniano-Cretácico Inferior, Berriasiano) ... | 37 |
| Formación Tamaulipas Inferior (Cretácico Inferior, Berriasiano-Aptiano) | 39 |
| SECCIÓN CERRO EL PADHI | 42 |
| Localización y vías de acceso | 42 |
| Litoestratigrafía de la sección estudiada..... | 44 |
| Generalidades sobre calpionélidos..... | 45 |
| Sistemática y bioestratigrafía de calpionélidos para la Sección Cerro El Padhi | 47 |
| Orden Tintinnina Corliss 1955 | 48 |
| Superfamilia Calpionellidea Bonet 1959 | 48 |
| Familia Calpionellidae Bonet 1956 | 48 |
| Género <i>Calpionella</i> Lorenz 1902 | 48 |
| <i>Calpionella alpina</i> Lorenz 1902..... | 49 |
| Género <i>Calpionellopsis</i> Colom 1948..... | 54 |
| <i>Calpionellopsis simplex</i> (Colom 1939)..... | 55 |
| <i>Calpionellopsis oblonga</i> (Colom 1939)..... | 58 |

| | |
|--|-----|
| Género <i>Tintinnopsella</i> Colom 1948..... | 62 |
| <i>Tintinnopsella carpathica</i> (Murgeanu y Filipescu 1933)..... | 62 |
| <i>Tintinnopsella longa</i> (Colom 1939)..... | 67 |
| <i>Tintinnopsella subacuta</i> (Colom 1948)..... | 71 |
| Género <i>Remaniella</i> Catalano 1965 | 74 |
| <i>Remaniella cadischiana</i> (Colom 1948)..... | 74 |
| <i>Remaniella catalanoi</i> Pop 1996..... | 79 |
| Género <i>Calpionellites</i> Colom 1948 | 82 |
| <i>Calpionellites darderi</i> (Colom 1934)..... | 82 |
| Edad de la sección..... | 95 |
| Zonación bioestratigráfica a partir de los calpionélidos identificados en la Sección Cerro el Padhi | 95 |
| <i>Berriasiano superior - Zona de Calpionellopsis, Subzona de Calpionellopsis oblonga (Berriasiano tardío; niveles CEP-B-A – CEP-1.112)</i> | 95 |
| <i>Berriasiano superior-Valanginiano inferior - Zona de Calpionellites, Subzona de Calpionellites darderi (Valanginiano temprano; niveles CEP-1.113 - CEP-T-L)</i> | 96 |
| Comparación de los registros de calpionélidos de la Sección Padhi con los de otras regiones de México y el mundo..... | 99 |
| Berriasiano | 99 |
| Valanginiano | 102 |
| Análisis de microfacies | 107 |
| Microfacies típicas de la Sección Cerro El Padhi | 107 |
| <i>Microfacies tipo A. Mudstone, wackestone y packstone de calpionélidos y radiolarios con escasas calciesferas</i> | 107 |
| <i>Microfacies tipo B. Wackestone de pelecípodos, espículas de esponjas y radiolarios con restos de aloquímicos esqueléticos</i> | 107 |
| <i>Microfacies tipo C. Wackestone-packstone de pelecípodos y elementos laminados con ocasionales zonas brechadas</i> | 107 |
| <i>Microfacies tipo D. Mudstone de calpionélidos y radiolarios</i> | 108 |
| <i>Microfacies tipo E. Mudstone y limolita de calpionélidos y radiolarios con ocasionales mosaicos de dolomita</i> | 109 |
| <i>Microfacies tipo F. Wackestone-packstone de radiolarios y calpionélidos, con ocasionales foraminíferos planctónicos</i> | 109 |
| Implicaciones sedimentológicas y estratigráficas con base en datos de microfacies | 117 |
| Consideraciones paleoecológicas con base en datos geoquímicos | 118 |
| Variaciones en el nivel del mar..... | 127 |
| Interpretación paleoambiental..... | 130 |

| | |
|---|------------|
| Modelo de plataforma bordeada | 130 |
| Facies de cuenca profunda | 130 |
| Facies de cuenca cratónica..... | 131 |
| Facies de plataforma profunda..... | 131 |
| Facies de pie de talud y pendiente | 132 |
| Modelo de rampa | 132 |
| Facies de cuenca profunda (rampa externa)..... | 132 |
| Facies de rampa media..... | 134 |
| SECCIÓN TLATLAUQUITEPEC..... | 138 |
| Localización y vías de acceso | 138 |
| Litoestratigrafía de la sección estudiada | 139 |
| Edad de la sección..... | 141 |
| Comentarios taxonómicos y bioestratigráficos de la sección Tlatlauquitepec..... | 141 |
| Análisis de microfacies | 142 |
| Microfacies típicas de la Sección Tlatlauquitepec | 142 |
| <i>Microfacies MF-9 - Mudstone-wackestone de radiolarios y calpionélidos con cristales de pirita</i> | 142 |
| <i>Microfacies MF-10 – Wackestone-packstone con abundantes calpionélidos</i> | 142 |
| Análisis de agrupamiento..... | 146 |
| Interpretación paleoambiental..... | 147 |
| SECCIÓN CACAHUATLÁN | 148 |
| Localización y vías de acceso | 148 |
| Litoestratigrafía de la sección estudiada | 149 |
| Edad de la sección..... | 154 |
| Comentarios taxonómicos y bioestratigráficos | 154 |
| Análisis de microfacies | 157 |
| Microfacies típicas de la sección Cacahuatlán y asociaciones de facies..... | 157 |
| <i>Microfacies MF-5 - Wackestone de foraminíferos planctónicos, radiolarios y espículas de esponja.</i> | 157 |
| | 157 |
| <i>Microfacies MF-6 - Wackestone-packstone de foraminíferos planctónicos y radiolarios.</i> | 157 |
| Análisis de agrupamiento..... | 166 |
| Interpretación paleoambiental..... | 168 |
| Facies de talud..... | 168 |
| Facies de pie de talud..... | 168 |
| Facies de cuenca profunda | 168 |

| | |
|--|------------|
| SECCIÓN SAN FELIPE TEPATLÁN..... | 169 |
| Localización y vías de acceso | 169 |
| Litoestratigrafía de la sección estudiada | 170 |
| Edad de la sección..... | 175 |
| Microfacies típicas de la Sección San Felipe Tepatlán..... | 175 |
| Interpretación paleoambiental..... | 176 |
| IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS Y PALEOECOLÓGICAS..... | 178 |
| CONCLUSIONES | 182 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 185 |
| ANEXOS | 220 |
| Anexo 1. Descripción de láminas delgadas de las Secciones Cerro El Padhi y Cacahuatlán..... | 220 |
| Anexo 2. Lista de ocurrencias de las especies identificadas de calpionélidos de la Sección Cerro El Padhi | 240 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1. Mapa geológico del área de estudio y ubicación de las secciones analizadas. | 23 |
| Figura 2. Sección representativa de la Cuenca Tampico Misantla (PEMEX, 2010). | 36 |
| Figura 3. Límite estratigráfico entre las formaciones Pimienta (Jurásico Superior, Tithoniano) y Tamaulipas Inferior (Cretácico Inferior, Berriasiano, Aptiano), en la localidad de Mazatepec, Municipio de Tlatlauquitepec, Puebla. Fotografía de Rodríguez-Rodríguez, M., 2010..... | 38 |
| Figura 4. Afloramiento de la Formación Tamaulipas Inferior en la sección Cerro El Padhi. | 40 |
| Figura 5. Mapa geológico simplificado y de ubicación de la sección Cerro El Padhi. | 43 |
| Figura 6. Características morfológicas de un tintínido y un calpionélido. | 47 |
| Figura 7. Mapa de distribución de <i>Calpionella alpina</i> | 53 |
| Figura 8. Mapa de distribución de <i>Calpionellopsis simplex</i> | 57 |
| Figura 9. Mapa de distribución de <i>Calpionellopsis oblonga</i> | 61 |
| Figura 10. Mapa de distribución de <i>Tintinnopsella carpathica</i> | 66 |
| Figura 11. Mapa de distribución de <i>Tintinnopsella longa</i> | 70 |
| Figura 12. Mapa de distribución de <i>Tintinnopsella subacuta</i> | 73 |
| Figura 13. Mapa de distribución de <i>Remaniella cadischiana</i> | 78 |
| Figura 14. Mapa de distribución de <i>Remaniella catalanoi</i> | 81 |
| Figura 15. Mapa de distribución de <i>Calpionellites darderi</i> | 86 |
| Figura 16. Distribución estratigráfica de los calpionélidos identificados en la Sección Cerro El Padhi. Figura tomada de Jiménez-López <i>et al.</i> (2021). | 87 |
| Figura 17. Calpionélidos de la sección estratigráfica (Sección Cerro El Padhi)..... | 88 |
| Figura 18. Columna estratigráfica de la Sección Cerro El Padhi. | 89 |

| | |
|---|-----|
| Figura 19. Continuación de la columna estratigráfica (Sección Cerro El Padhi)..... | 90 |
| Figura 20. Simbología utilizada en la columna estratigráfica detallada (Sección Cerro El Padhi)..... | 90 |
| Figura 21. Fotografías de campo de las capas basales de la Sección Cerro El Padhi (CEP). | 91 |
| Figura 22. Fotografías de campo de las capas intermedias de la Sección Cerro El Padhi (CEP). | 92 |
| Figura 23 Fotografías de campo de las capas terminales de la Sección Cerro El Padhi (CEP). | 93 |
| Figura 24. Gráfica de caracterización estratigráfica en la que se incluyen las microfacies típicas reconocidas para la Sección Cerro El Padhi. | 94 |
| Figura 25. Distribución estratigráfica de los calpionélidos identificados en la Sección Cerro El Padhi. Figura tomada de Jiménez-López <i>et al.</i> (2021). | 98 |
| Figura 26. Mapa de distribución global de las especies de calpionélidos que tienen relación con las identificadas en este trabajo. Se muestran las especies con registros durante el Berriasiano..... | 101 |
| Figura 27. Mapa de distribución global de las especies de calpionélidos que tienen relación con las identificadas en este trabajo. Se muestran las especies con registros durante el Valanginiano..... | 103 |
| Figura 28. Mapa de distribución de <i>Remaniella cadischiana</i> y <i>Tintinnopsella carpathica</i> para el Valanginiano (Tomado de Jiménez-López <i>et al.</i> , 2021)..... | 104 |
| Figura 29. Correlación entre diferentes zonas y subzonas de calpionélidos (Modificada de Lakova y Petrova, 2013)..... | 106 |
| Figura 30. Fotomicrografías de la parte inferior de la Sección Cerro El Padhi (CEP). | 110 |
| Figura 31. Fotomicrografías de la parte baja-media de la Sección Cerro El Padhi (CEP). | 111 |

| | |
|---|-----|
| Figura 32. Fotomicrografías de la parte media de la Sección Cerro El Padhi (CEP)..... | 112 |
| Figura 33. Fotomicrografías de la parte media-alta de la Sección Cerro El Padhi (CEP). | 113 |
| Figura 34. Fotomicrografías de la parte baja-media de la Sección Cerro El Padhi (CEP). | 114 |
| Figura 35. Fotomicrografías de la parte media-alta de la Sección Cerro El Padhi (CEP). | 115 |
| Figura 36. Fotomicrografías de la parte alta de la Sección Cerro El Padhi (CEP)..... | 116 |
| Figura 37. Diagrama de abundancias de aloquímicos esqueléticos a lo largo de la columna estratigráfica Cerro El Padhi. | 119 |
| Figura 38. Variaciones isotópicas (con bandas de error por suavizado <i>loess</i>) para las señales de carbono y oxígeno con relación a las litologías de las que fueron obtenidas las muestras en la sección Cerro El Padhi..... | 121 |
| Figura 39. Variaciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con relación a las litologías en que se realizaron las mediciones..... | 123 |
| Figura 40. Curvas de variaciones del nivel del mar interpretadas para dos modelos de sedimentación en la Sección Cerro El Padhi..... | 129 |
| Figura 41. Modelo paleoambiental para la Sección Cerro El Padhi..... | 137 |
| Figura 42. Mapa geológico del área de estudio de Tlatlauquitepec. | 138 |
| Figura 43. Columna estratigráfica de la sección Tlatlauquitepec..... | 139 |
| Figura 44. Caracterización de aloquímicos, estructuras sedimentarias y facies para la sección Tlatlauquitepec. | 140 |
| Figura 45. Características estratigráficas de la sección Tlatlauquitepec, a 2 km de la localidad del mismo nombre, en el estado de Puebla..... | 140 |
| Figura 46. Microfacies típicas de la sección Tlatlauquitepec. | 143 |
| Figura 47. Microfacies típicas de la parte intermedia de la sección Tlatlauquitepec..... | 144 |
| Figura 48. Microfacies típicas de la parte alta de la sección Tlatlauquitepec. | 145 |

| | |
|---|-----|
| Figura 49. Diagrama de agrupamiento para la sección Tlatlauquitepec de acuerdo con la abundancia relativa de los grupos fósiles determinados..... | 146 |
| Figura 50. Mapa geológico y de ubicación de la sección Cacahuatlán. | 146 |
| Figura 51. Columna estratigráfica de la sección Cacahuatlán..... | 148 |
| Figura 52. Características estratigráficas de los niveles 1 a 4 de la sección Cacahuatlán. | 149 |
| Figura 53. Características estratigráficas de los niveles 15 a 29 de la sección Cacahuatlán. | 152 |
| Figura 54. Caracterización de aloquímicos, estructuras sedimentarias y facies para la sección Cacahuatlán. | 153 |
| Figura 55. Intervalo estratigráfico de los microfósiles representados en la sección Cacahuatlán. | 156 |
| Figura 56. Microfacies típicas de los niveles 1 a 6 de la sección Cacahuatlán. | 159 |
| Figura 57. Microfacies típicas del nivel 12 de la sección Cacahuatlán..... | 160 |
| Figura 58. Microfacies típicas de los niveles 13 a 15 de la sección Cacahuatlán. | 161 |
| Figura 59. Microfacies típicas de los niveles 14 a 17 de la sección Cacahuatlán. | 162 |
| Figura 60. Microfacies típicas de los niveles 18 a 20 de la sección Cacahuatlán. | 163 |
| Figura 61. Microfacies típicas de los niveles 21 a 24 de la sección Cacahuatlán. | 164 |
| Figura 62. Microfacies típicas de los niveles 27 y 28 de la sección Cacahuatlán..... | 165 |
| Figura 63. Diagrama de agrupamiento para las abundancias relativas de fósiles de la sección Cacahuatlán. | 166 |
| Figura 64. Mapa geológico y de ubicación de la sección San Felipe Tepatlán..... | 170 |
| Figura 65. Columna estratigráfica de la sección San Felipe Tepatlán. | 172 |
| Figura 66. Características estratigráficas de la sección San Felipe Tepatlán, aproximadamente a 1 km del poblado de San Felipe Tepatlán, en el estado de Puebla..... | 173 |

| | |
|---|-----|
| Figura 67. Caracterización de aloquímicos, estructuras sedimentarias y facies para la sección San Felipe Tepatlán. | 173 |
| Figura 68. Microfacies típicas de la sección Tepatlán. | 176 |
| Figura 69. Mapa paleogeográfico del Cretácico Temprano. (Modificado de Goldhammer, 1999). | 179 |
| Figura 70. Mapa paleogeográfico del Cretácico Temprano (125-120 Ma) de acuerdo con la propuesta de Iturralde-Vinent (2006). | 180 |

RESUMEN

Se presenta el estudio bioestratigráfico y análisis de microfacies de cuatro localidades de la región centro-este de México, ubicadas en Cerro El Padhi, estado de Hidalgo; Cacahuatlán, San Felipe Tepatlán y Tlatlauquitepec, estado de Puebla, México.

La sección Cerro El Padhi está conformada por caliza cristalina y micrítica con intercalaciones de bentonita, lutita y limolita calcárea, con predominancia de radiolarios, calpionélidos y espículas de esponjas; su edad se determinó con base en la presencia de *Calpionella alpina*, *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *T. subacuta*, *Remaniella cadischiana*, *R. catalanoi* y *Calpionellites darderi*, cuyas asociaciones permitieron delimitar las subzonas Oblonga (Zona de Calpionellopsis, Berriasiano Superior) y Darderi (Zona de Calpionellites, parte basal del Valanginiano Inferior) y conocer su distribución paleogeográfica en México y otras regiones del mundo.

Para el análisis de isótopos estables se emplearon técnicas estándar de medición de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Las curvas de variaciones isotópicas sugieren un ligero cambio hacia valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$, relacionados a menor profundización y/o aporte de materiales de zonas someras hacia la parte alta de la sección Cerro El Padhi. Los registros se correlacionan con estratos en los que existen variaciones en la presencia de calpionélidos y radiolarios siendo estos últimos más abundantes hacia la parte alta de la sección Cerro El Padhi, lo que sugiere cambios en las condiciones de sedimentación posiblemente asociados a disminución de los niveles de oxigenación.

La sección Cacahuatlán está conformada por intercalaciones de lutita, mudstone, mudstone-wackestone y estratos tabulares a masivos de caliza, con textura wackestone y wackestone-packstone, con lentes y nódulos de pedernal. La biota consiste en radiolarios y foraminíferos (*Leupoldina pustulans*, *Globigerinelloides ferreolensis*, *Globigerinelloides algerianus*, *Hedbergella roblesae* y *Ticinella* sp.), espículas de esponjas, bivalvos, gasterópodos, ammonites, crinoideos y equinoideos del Aptiano tardío-Albiano temprano. En esta sección se reconocieron cuatro microfacies pertenecientes a zonas marinas abiertas

de profundidad considerable (pie de talud a cuenca profunda), correlacionables con los cinturones de facies FZ-2 y FZ-3 de Wilson (1975) de regiones de baja energía y se realizaron agrupaciones con base en la abundancia relativa de aloquímicos (desde 0: componentes nulos o en trazas, hasta 3: componentes que ocupan entre 10 y 30 % de los elementos dentro de los campos visuales).

Se considera que los estratos de mudstone y wackestone-packstone de radiolarios en la sección Cacahuatlán son comunes en ambientes de cuenca profunda con influjo de sedimentos finos, bajo condiciones que impidieron la desintegración del plancton. En este cinturón de facies se encontró lutita y wackestone bioclástico con material arcilloso, además de lodos calcáreos con radiolarios que corresponden para esta sección a las facies: 1) wackestone-packstone con abundantes radiolarios y foraminíferos planctónicos y bentónicos; 2) mudstone y mudstone-wackestone de radiolarios, foraminíferos bentónicos y crinoideos; 3) mudstone y wackestone pelágicos, wackestone-floatstone y wackestone-packstone con gasterópodos y ammonoideos. Los agrupamientos encontrados en la sección se tratan de mudstone y wackestone pelágicos con litoclastos y bioclastos relacionados a ambientes de cuenca profunda.

En la sección San Felipe Tepatlán las microfacies incluyen mudstone de radiolarios y foraminíferos planctónicos, mudstone con bioturbación y fragmentos de cuarzo microcristalino subredondeado, wackestone arcilloso de foraminíferos planctónicos con espículas de esponjas y variaciones importantes en el contenido de materia orgánica. En algunas de las facies las testas presentan en su interior parches de microcristales de cuarzo u óxidos. La interpretación paleoambiental de esta sección se asocia a la abundancia de foraminíferos planctónicos, como elementos más comunes en estratos de mudstone y wackestone, intercalados con limolita calcárea con algunos desarrollados en ambientes marinos pelágicos de regiones tropicales con nivel de energía moderada. *Hedbergella occulta* y *Globigerinelloides ferreolensis*, indican niveles estratigráficos pertenecientes a la parte baja del Aptiano superior (Zona de *Globigerinelloides ferreolensis*). El intervalo representado por estas especies se asocia a un aumento importante de nivel del mar

relacionado con un cambio entre la presencia de morfotipos de foraminíferos planctónicos someros y de profundidades intermedias.

En la sección Tlatlauquitepec se presentan predominantemente facies de mudstone y wackestone de calpionélidos, radiolarios y escasos foraminíferos bentónicos; la mayoría de los radiolarios son espumeláridos y existen pequeños relictos de nasseláridos por lo que estas facies se consideran de cuenca profunda alejada del pie de talud, con algunos aloquímicos de mayor tamaño atribuibles a margen de plataforma en los que se observan diversos grados de fracturamiento y con variaciones en el grado de recambio de materiales.

En las secciones Cacahuatlán, San Felipe Tepatlán y Tlatlauquitepec se presentan descripciones de facies con la interpretación paleoambiental correspondiente y se incluyen análisis de agrupamiento con la determinación de biofacies con evaluaciones sobre la utilidad de algoritmos *kmeans* y jerárquico, usando métrica euclídea para las distancias entre entidades analizadas (niveles estratigráficos). Aunque los agrupamientos en estas secciones tuvieron un índice de Hoptkins cercano a 0.5 fue posible delimitar al menos de manera gráfica diferencias importantes entre los grupos encontrados (biofacies).

En el caso de la sección San Felipe Tepatlán se tuvo mucha homogeneidad en las muestras y los aloquímicos esquelatales predominantes fueron también foraminíferos planctónicos encontrados en un intervalo interpretado de aumento de nivel del mar mientras que en la sección Tlatlauquitepec las biofacies establecidas fueron generalmente de tipo mudstone con calpionélidos y foraminíferos y con algunas muestras presentando brechamiento o reciclado de litoclastos.

Las implicaciones sedimentológicas, estratigráficas y paleoecológicas con relación al registro paleontológico y paleogeográfico para la región centro-este de México indican fluctuaciones en el nivel del mar, asociadas a cambios eustáticos relacionadas a factores locales como procesos de subsidencia, levantamientos tectónicos o cambios en la tasa de sedimentación, referidos a ajustes de la cuenca, que no necesariamente coinciden con las variaciones globales del nivel del mar. El aumento de facies arcillosas hacia la parte media en una de las secciones y el relativo descenso del nivel del mar sugiere la transición desde una asociación de facies netamente marina a una facies con condiciones de algún nivel de retrabajo.

ABSTRACT

The biostratigraphic study and microfacies analysis of four localities are presented; studied sections are located in the central-eastern region of Mexico within the Cerro El Padhi region, in the Hidalgo state, and Cacahuatlán, San Felipe Tepatlán, Tlatlauquitepec areas, from the state of Puebla, Mexico.

The Cerro El Padhi section is conformed of crystalline and micritic limestone with intercalations of bentonite, shales and calcareous siltstone. In this section, the presence of radiolarians, calpionellids and sponge spicules is predominant. The age of this section was determined based on the presence of *Calpionella alpina*, *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *T. subacuta*, *Remaniella cadischiana*, *R. catalanoi* and *Calpionellites darderi*, and their respective associations allowed delimiting the subzones Oblonga (Calpionellopsis Zone, Upper Berriasian) and Darderi (Calpionellites Zone, basal part of the Lower Valanginian) and delineate their paleogeographic distribution in Mexico and other regions of the world.

Standard $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ measurement techniques were used for stable isotope analysis. The isotopic variation curves suggest a slight change towards more negative $\delta^{13}\text{C}$ values, related to less depth and/or contribution of materials from shallow areas towards the upper part of the Cerro El Padhi section. The records are correlated with strata in which there

are variations in the amount of calpionellids and radiolarians, the latter being more abundant towards the upper part of the Cerro El Padhi section, and this observation suggests changes in sedimentation conditions possibly associated with decreased levels of oxygenation.

The Cacahuatlán section is made up of shale, mudstone, mudstone-wackestone intercalated, and tabular to massive limestone strata, with a wackestone and wackestone-packstone texture and lenses and nodules of flint. The biota consists of radiolarians and foraminifera (*Leupoldina pustulans*, *Globigerinelloides ferreolensis*, *Globigerinelloides algerianus*, *Hedbergella roblesae* and *Ticinella*), spicules of sponges, bivalves, gastropods, ammonites, crinoids and echinoids with an age of Late Aptian to Early Albian. In this section, four microfacies belonging to open marine zones of considerable depth (foot of slope to deep basin) were recognized, that can be correlated with the FZ-2 and FZ-3 facies belts of Wilson (1975) of low energy regions, and groupings based on the relative abundance of allochemicals (from 0: null or trace components, to 3: components that occupy between 10 and 30% of the elements within the visual fields).

The mudstone and wackestone-packstone strata of radiolarians in the Cacahuatlán section are considered common in deep basin environments, with influx of fine sediments, under conditions that prevented plankton disintegration. Shale and bioclastic wackestone with clay material were found in this facies belt, as well as calcareous muds with radiolarians that correspond to the facies: 1) wackestone-packstone with abundant radiolarians and planktonic and benthic foraminifera; 2) mudstone and mudstone-wackestone of radiolarians, benthic foraminifera, and crinoids; 3) pelagic mudstone and wackestone, wackestone-floatstone and wackestone-packstone with gastropods and ammonoids. The groups found in this section are pelagic mudstone and wackestone with lithoclasts and bioclasts related to deep basin environments.

In the San Felipe Tepatlán section, the microfacies include mudstone of radiolarians and planktonic foraminifera, mudstone with bioturbation and fragments of subrounded microcrystalline quartz, argillaceous wackestone of planktonic foraminifera with sponge spicules, and important variations in organic matter content, and some mudstone facies with ammonoids or with quartz microcrystals patches or oxides inside the tests. The paleoenvironmental interpretation of this section is associated with the abundance of planktonic foraminifera, as the most common elements in mudstone and wackestone strata, interspersed with calcareous siltstone, with some developed in pelagic marine environments in tropical regions with a moderate energy level. *Hedbergella occulta* and *Globigerinelloides ferreolensis* indicate stratigraphic levels belonging to the lower part of the upper Aptian (Globigerinelloides ferreolensis Zone). The interval represented by these species is associated with a significant rise in sea level related to a significant change between the presence of shallow and intermediate planktonic foraminifera morphotypes.

In the Tlatlauquitepec section, the predominant facies are mudstone and wackestone of calpionellids, radiolarians and scarce benthic foraminifera. Most of the radiolarians are spumellarids and there are small relicts of nassellarids, so these facies are considered to be a deep basin away from the foot of the slope, with some larger allochemicals attributable to the platform margin in which various degrees of fracturing and material replacement is observed.

In the Cacahuatlán, San Felipe Tepatlán and Tlatlauquitepec sections, descriptions of facies are presented with the corresponding paleoenvironmental interpretations with the grouping analyses included in order to determine the biofacies and asses the usefulness of *kmeans* and hierarchical algorithms, using Euclidean metrics for the distances between entities analyzed (stratigraphic levels). Although the groupings in these sections had a Hoptkins index close to 0.5, it was possible to delimit, at least graphically, important differences between the groups found (biofacies).

INTRODUCCIÓN

Antecedentes

Para México se cuenta con una amplia gama de estudios sobre secciones del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, los cuales incluyen desde la caracterización y denominación de diversas unidades litoestratigráficas como las propuestas por Heim (1926) para la Formación Pimienta, así como los análisis estratigráficos y paleontológicos realizados por Burckhardt (1912, 1930), Imlay (1939, 1943, 1984) y Cantú-Chapa (1963, 1969, 1971, 1976, 1980, 1982, 1984, 1989) cuyos trabajos aportan información sobre la distribución de ammonites y las correlaciones plausibles para algunas áreas del norte y noroeste de México. También hay datos sobre las relaciones entre terrenos de México y el Caribe, así como interpretaciones paleogeográficas (Pessagno, 1969; Pessagno *et al.*, 1987, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004). Algunos de estos estudios incluyen el análisis del comportamiento de los diversos conjuntos faunísticos para diferentes periodos del Mesozoico en el noreste de México en los que se contrasta información relacionada con el efecto de factores ambientales como la profundidad y la distancia a la costa, que se asocian con el nivel de endemismo observado para faunas diversas de ammonites y calpionélidos y que permitieron además, realizar correlaciones bioestratigráficas a escala regional y global (Olóriz, 1987; Olóriz *et al.*, 1990, 1992, 1995, 1999; Villaseñor *et al.*, 1991).

Algunos aspectos importantes sobre el Cretácico Inferior relacionados con la parte central de México son los siguientes: Durante el Cretácico temprano, particularmente en el Berriasiano-Aptiano, en el centro de México se forma la Cuenca Evaporítica de San Luis Potosí, donde se hallan yesos y anhidritas de la Formación Guaxcamá (Martínez-Pérez, 1965), la cual presenta también carbonatos depositados en condiciones de marea restringida y carbonatos lagunares de baja energía asociados a evaporitas (Goldhammer y Johnson, 2001). Esta cuenca fue originada por los mares del Jurásico tardío que persistieron hasta gran parte del Cretácico temprano (López-Ramos, 1979, 1981) mientras que los paquetes evaporíticos y de anhidritas fueron aumentando en espesor debido al aumento en la tasa de subsidencia (Padilla y Sánchez, 2007); para el Barremiano-Aptiano, continuaron

desarrollándose las principales plataformas carbonatadas (plataformas Valles-San Luis Potosí y Tuxpan) en el área de Tampico-Misantla y en regiones al sur de la Sierra Madre Oriental; MacFarlan y Menes (1991) registran para finales del Aptiano tardío una transgresión marina desde el este de Texas, EUA, la cual provocó el ahogamiento de los sistemas carbonatados Sligo-Cupido-Guaxcamá.

Los datos litológicos y micropaleontológicos para el registro sedimentario marino en diversas localidades del centro-este de México, presentan variaciones verticales y horizontales que muestran una dinámica paleoambiental bajo condiciones particulares con registros de pulsos de profundización y somerización, con duraciones variables, asociadas a los registros de la biota, particularmente de la microfauna, que permiten inferir el establecimiento de condiciones favorables para su desarrollo a nivel regional. Los registros geológico-paleontológicos del Berriasiano-Valanginiano se consideran una importante herramienta para reconocer las condiciones que imperaban a nivel regional. Particularmente, tanto los registros de aguas profundas como los de zonas asociadas a márgenes continentales ayudan a entender la dinámica paleoambiental. En esta investigación se diferencian zonas de facies con base en las características deposicionales y composicionales, analizándose las asociaciones a partir de correlaciones a nivel regional y mundial con el fin de determinar las condiciones imperantes de los períodos comprendidos entre el Berriasiano-Valanginiano y Aptiano-Albiano.

Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es reconocer los cambios ambientales que ocurrieron durante el Cretácico temprano en la región centro-oriental de México, particularmente en el intervalo Berriasiano-Valanginiano cuyos registros a nivel regional y mundial incluyen una serie de eventos transgresivos que implicaron el sepultamiento de algunas plataformas en el país.

Hipótesis

Con base en el análisis de microfacies e información obtenida sobre la composición biótica y sus características, se estima encontrar correlaciones espaciales y temporales que permitan enmarcar un contexto paleoecológico y paleogeográfico para el área de estudio.

Justificación

Para el centro-este de México existen estudios litológicos, paleontológicos, paleoecológicos y paleogeográficos referentes a rocas del Cretácico Inferior que son relativamente abundantes, aunque en la mayoría de los casos no se detalla lo relacionado a los análisis de microfacies. El estudio de las secciones analizadas en este trabajo aporta información sobre la conformación de las facies de varias secciones estratigráficas en las que se toman en cuenta las características sedimentológicas, la composición biótica, la evolución de los ambientes en que se depositaron y la distribución paleogeográfica con relación a otras regiones de México y del mundo.

MATERIALES Y MÉTODOS

Localización de secciones estudiadas

Se realizaron las prospecciones geológico-paleontológicas en afloramientos de la transición Jurásico-Cretácico presentes en las regiones centro-este de Hidalgo y norte de Puebla (Figura 1). Las secciones más completas analizadas en este trabajo se encuentran entre los poblados de San Bartolo Tutotepec y Huehuetla, Hidalgo (Sección Cerro El Padhi), Cacahuatlán, Puebla (Sección Cacahuatlán). La sección San Felipe Tepatlán (Puebla) se encuentra entre los poblados El Ocotál y San Felipe Tepatlán del municipio homónimo. La sección Tlatauquitepec (Puebla) se encuentra aproximadamente a 3 km del poblado del mismo nombre y se llega a través de la carretera 129D pasando por Xonocuatla antes del desvío que va hacia Teziutlán y Atempan.

La sección Cerro El Padhi ubicada al centro-este del estado de Hidalgo, presentó variaciones importantes analizables tanto desde el punto de vista sedimentológico-estratigráfico como mediante análisis de isótopos estables, mientras que la Sección Cacahuatlán presentó variaciones relacionadas con el contenido de aloquímicos y características sedimentológicas analizables principalmente mediante agrupaciones de facies y biofacies. En la sección San Felipe Tepatlán la sedimentación es un poco más heterogénea en tanto que la sección de Tlatlauquitepec, Puebla incluye un registro muy homogéneo consistente principalmente en caliza tipo mudstone y mudstone-wackestone con biota predominantemente pelágica.

Mapa geológico y de ubicación de las secciones analizadas

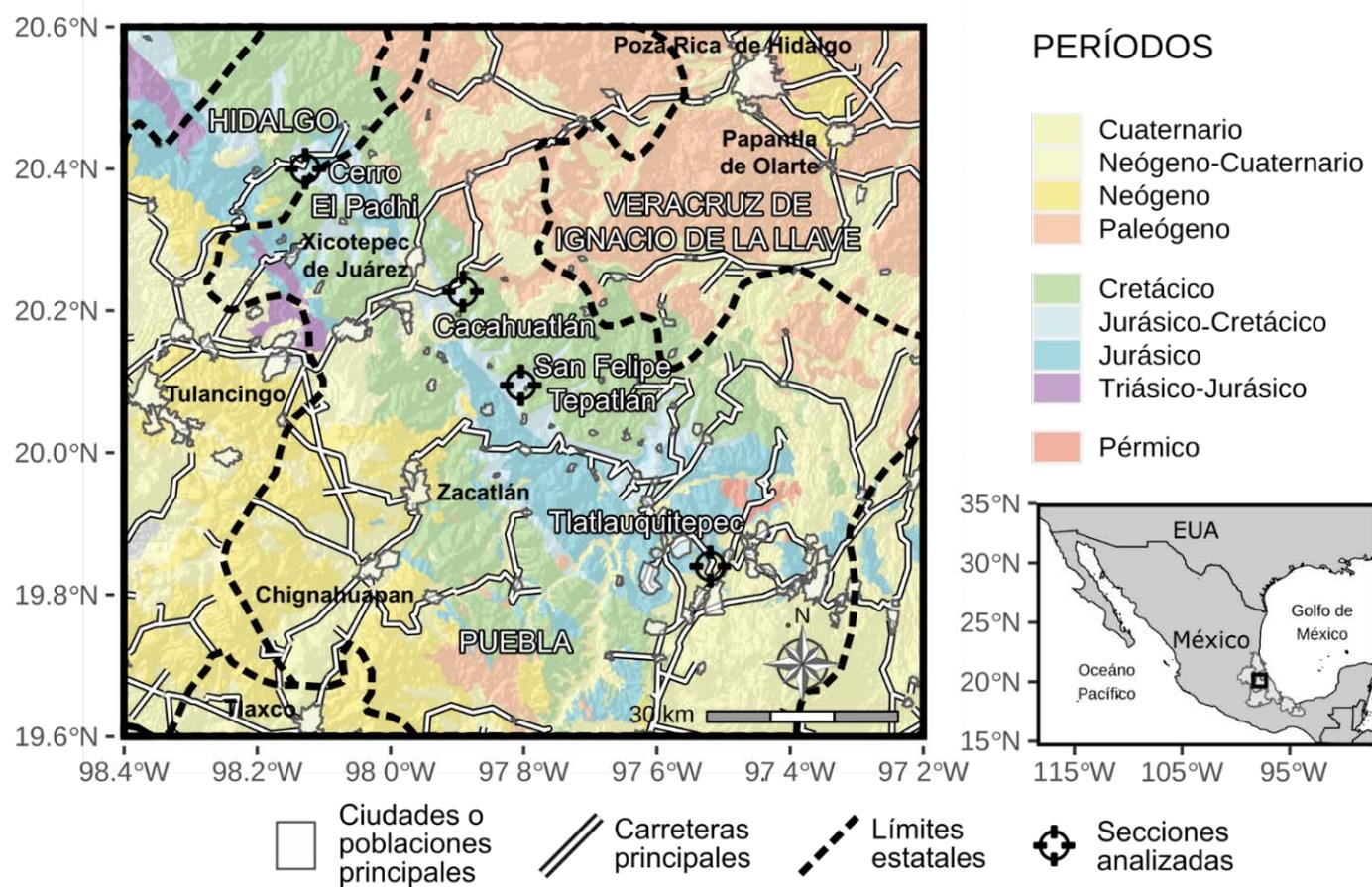


Figura 1. Mapa geológico del área de estudio y ubicación de las secciones analizadas. La geología representada se tomó de las cartas geológico-mineras Pachuca F14-11 (SGM, 1997), Ciudad de México E14-2 (SGM, 2002a), Veracruz E14-3 (SGM, 2002b), Poza Rica F14-12 (SGM, 2004b). Las carreteras y vías principales fueron simplificadas de la Red Nacional de Caminos (INEGI, 2022). Los polígonos para las áreas urbanas se tomaron del Marco Geoestadístico Nacional (INEGI, 2013).

Análisis de microfacies

Para el análisis de microfacies se llevó a cabo una selección de muestras considerando cambios texturales y composicionales relevantes a lo largo de las columnas analizadas, tanto en muestra de mano como en secciones delgadas. La determinación de las microfacies estándar se realizó con base en los criterios de Folk (1959, 1996), Dunham (1962), Embry y Klovan (1971) y Flügel (2010) para rocas calcáreas. El análisis de muestras en campo y secciones delgadas se sintetiza en el siguiente listado:

- Reconocimiento de secciones estratigráficas pertenecientes al intervalo estratigráfico de interés.
- Determinación de áreas para muestreo y levantamiento de columnas estratigráficas.
- Observación y descripción de las características generales de los afloramientos y el análisis de las muestras de mano y al microscopio.
- Determinación de las características sedimentológicas, estratigráficas y paleontológicas a partir de observaciones de campo y mediante el análisis de secciones delgadas.
- Análisis bioestratigráfico basado en calcipionélidos en secciones delgadas de Cerro El Padhi y Tlatlauquitepec, así como mediante el estudio de la microbiota pelágica y bentónica en las secciones Cacahuatlán y San Felipe Tepatlán.
- Observación y descripción de variaciones para caracterización de las condiciones de depósito.

Información pertinente acerca de organismos y estructuras sedimentarias que comúnmente se presentan en rocas carbonatadas se presentan en las tablas 1 y 2.

Tabla 2. Resumen de características sobre estructuras sedimentarias comunes en rocas carbonatadas (Compilación por el autor).

| TIPO | Ocurrencia | Condiciones necesarias | Dimensiones | | | Tamaño de grano | | | | | Características del ambiente sedimentario que marcan | Estructuras asociadas o material sedimentario presente | REFERENCIAS | |
|--|------------|--|-------------|----|---|-----------------|-------|--------|--------|---------|--|--|---|--|
| | | | mm | cm | m | arcillas | limos | arenas | gravas | bloques | | | | |
| ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS FORMADAS HIDRODINÁMICAMENTE | | | | | | | | | | | | | | |
| Laminación | Variable | Ausencia de excavadores, frecuentemente en zonas de baja oxigenación. | | | | | | | | | | Zona supramareal a intermareal | Interdigitación. | Demico y Hardie (1994); Boggs (2002). |
| Laminación o estratificación cruzada | Variable | Generación de corrientes en más de una dirección con velocidades relativamente altas. | | | | | | | | | | Zona supramareal a intermareal; abanicos aluviales y coluviales. | | |
| Bandeamiento lenticular y estratificación tipo flaser | Ocasional | Generación de corrientes periódicas opuestas en ambientes poco profundos. Mezcla de materiales de diferentes tamaños. Variaciones en la cantidad de arenas y limos. | | | | | | | | | | Plataformas mareales y ambientes submareales. | | |
| Marcas de oleaje | Ocasional | Transporte sedimentario bajo acción de oleaje. | | | | | | | | | | Zona intermareal. | Laminaciones, estratificación lenticular o flaser, interdigitación. | |
| Superficies de erosión | Ocasional | Exposición a agentes externos. | | | | | | | | | | Zonas supramareales y continentales. | | |
| Gradación | Ocasional | Cambio gradual en la energía durante la sedimentación. | | | | | | | | | | Presión dispersiva o tamizado cínctico. | Acanaladuras y bioturbación. | |
| ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS FORMADAS DE MANERA BIOGÉNICA | | | | | | | | | | | | | | |
| Bioturbación y perforaciones | Variable | Actividad de organismos, sedimentación baja a restringida. | | | | | | | | | | Presencia de sedimentos semiconsolidados. | | Brock et al. (1994); Demico y Hardie (1994); Riding(2000); Boggs (2002); Ramell (2005) |
| Deposición microbial | Ocasional | Actividad metabólica de microorganismos | | | | | | | | | | | | |
| Tapetes algales | Ocasional | Crecimiento algal a manera de cúmulos que asemejan peloides. | | | | | | | | | | Cuerpos de agua someros. | | |
| Trombolitos | Rara | Formación de montículos pequeños en ambientes de baja energía. | | | | | | | | | | | | |
| Dendrolitos | Rara | Formación de domos y columnas arborescentes. | | | | | | | | | | Desarrollo de microorganismos que atrapan sedimentos. | | |
| ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS QUE INDICAN EXPOSICIÓN SUBAÉREA | | | | | | | | | | | | | | |
| Huellas de desecación | Ocasional | Filtrado o contracción de sedimentos por cambio hacia una fase menos acuosa. | | | | | | | | | | Exposición subaérea. | Marcas de lluvia, sedimentos de relleno; estructuras tipo "tepee". | Tabut et al. (1965); Demico y Hardie (1994); Boggs (2002); Ramell (2005); Aseretto y Kendall (2006); Alonso-Zarza y Wright (2010a, 2011b). |
| Estructuras tipo "tepee" | Rara | Aumento de tamaño en los cementatos intersticiales. | | | | | | | | | | Generación de superficies endurecidas supramareales. | Huellas de desecación, superficies endurecidas. | |
| "Birdeyes" y estructuras fenestradas | Ocasional | Relleno de acanaladuras milimétricas o generadas por actividad microbial. | | | | | | | | | | Desarrollo de microhoradaciones. | | |
| Sedimentos de relleno | Ocasional | Captura de sedimentos dentro de acanaladuras o estructuras orgánicas u otros materiales. | | | | | | | | | | Exposición subaérea (no indicativos). | Estructuras geopetales. | |
| Evaporitas | Variable | Desarrollo de zonas emergidas o ambientes supramareales. | | | | | | | | | | Sobresaturación de sales. | Huellas de desecación, superficies endurecidas. | |
| Estructuras cársticas | Variable | Migración de elementos que se producen por disolución de carbonatos | | | | | | | | | | Disolución de material carbonatado. | Fracturas, acanaladuras, estructuras de relleno. | |
| Brechas de resedimentación multicolor | Rara | Deposición de materiales que han pasado por diversos procesos de formación. | | | | | | | | | | Afectación por tormentas o presencia de resedimentación. | Fracturas, acanaladuras, estructuras de relleno. | |
| Microcodium | Rara | No definida particularmente; se observan a manera de conos agrupados en microcavidades. | | | | | | | | | | Ambientes continentales (Microcodium no retransajados). | | |
| Bioturbación mediada por raíces de plantas | Ocasional | Descomposición de raíces de plantas y relleno de cavidades. | | | | | | | | | | | | |
| Estromatolitos continentales | Ocasional | Desarrollo de laminaciones organosedimentarias con arreglo radial. | | | | | | | | | | Ambientes someros, favorables en energía y nutrientes. | Microcodium. | |
| Calcretas o caliches | Variable | Cementación de carbonatos no marinos a manera de nódulos. Desecho de carbonatos entre fracturas o ascenso de carbonatos filtrados de zonas freáticas. | | | | | | | | | | Deposición mineral considerable entre fracturas. | Depósitos minerales relacionados a desecación. | |

Análisis de isótopos estables

El análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno se realizó en 18 de 266 (6.77 %) muestras de la Sección Cerro El Padhi en las que se siguió el procedimiento de preparación de Révész *et al.* (2001, 2002) y la metodología descrita por McCrea (1950). Este análisis se llevó a cabo en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), del Instituto de Geología de la UNAM.

El método de medición se basa en la composición isotópica del CO₂ de la muestra ¹³C/¹²C con respecto a la composición isotópica CO₂ estándar de trabajo ¹³C/¹²C. Las unidades reportadas como δ¹³C_{VPDB} y δ¹⁸O_{VPDB} son las medidas para determinar las relaciones isotópicas de carbono ¹³C/¹²C y ¹⁸O/¹⁶O del CO₂, respectivamente, provenientes de la muestra analizada por Espectrometría de Masas de Isótopos Estables con respecto a dichas relaciones en CO₂ del estándar internacional VPDB (Pee Dee Belemnite Limestone) correspondiente a un carbonato de origen marino de la formación cretácica Pee Dee en Carolina del Sur (Craig, 1957; Werner y Brandt, 2001).

El cálculo de la δ¹³C_{VPDB} y δ¹⁸O_{VPDB} y su normalización se realiza de acuerdo con las fórmulas siguientes (Coplen, 1988; Coplen *et al.*, 2006):

$$\delta^{13}C_{VPDB} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C} \right)_{muestra}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C} \right)_{VPDB}} - 1 \right] \times 10^3 \text{ ‰}$$

$$\delta^{18}O_{VPDB} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{muestra}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{VPDB}} - 1 \right] \times 10^3 \text{ ‰};$$

$$\delta^{18}O_{SMOW} = 1.03091 \times \delta^{18}O_{VPDB} + 30.91$$

La relación $\delta^{13}\text{C}$ está expresada por los cocientes de los isótopos estables ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) de la muestra contra el patrón internacional VPDB y la $\delta^{18}\text{O}$ está expresada por los cocientes de los isótopos estables ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) de la muestra contra el patrón internacional VPDB.

Análisis de agrupamiento

Para las secciones de Tlatlauquitepec y Cacahuatlán se encontraron variaciones importantes en los constituyentes y características sedimentológicas que merecieron analizarse mediante análisis de agrupamiento, estos análisis se llevaron a cabo con el fin de comparar un poco más a detalle la abundancia promedio de los aloquímicos esqueléticos dentro de cada columna estratigráfica para las localidades mencionadas. Para realizar este análisis se evaluó la utilidad de los algoritmos *kmeans* y agrupamiento jerárquico mediante distancias euclídeas y entre cada análisis se revisó la estructura de los grupos encontrados. Como criterio de un posible agrupamiento entre las entidades se empleó el estadístico de Hopkins el cual fue cercano a 0.5 en ambos casos.

TRABAJOS PREVIOS

Con relación al Cretácico temprano de la región central de México, se cuenta con estudios referentes a sistemas sedimentarios en la Cuenca Evaporítica de San Luis Potosí, las plataformas Valles-San Luis Potosí y Tuxpan y en la Cuenca Tampico-Misantla. En la Cuenca Evaporítica de San Luis Potosí se desarrollaron yesos y anhidritas de la Formación Guaxcamá (Martínez, 1965), la cual presenta también carbonatos depositados en condiciones de marea restringida y carbonatos lagunares de baja energía asociados a evaporitas (Goldhammer y Johnson, 2001). Esta cuenca fue originada por los mares del Jurásico tardío que persistieron hasta gran parte del Cretácico temprano (López-Ramos, 1981) mientras que los paquetes evaporíticos y de anhidritas fueron aumentando en espesor, debido al aumento en la tasa de subsidencia (Padilla y Sánchez, 2007). Al desarrollo de las principales plataformas durante el Cretácico temprano le siguieron fases de transgresión marina como las que estudiaron McFarlan y Menes (1991) desde el este de Texas, las cuales provocaron el ahogamiento de los sistemas carbonatados Sligo-Cupido-Guaxcamá y finalmente se han

sugerido cambios en la velocidad de subsidencia que favorecieron el depósito de lutitas intercaladas con carbonatos en capas delgadas al final de Cretácico temprano (Albiano). Durante esta etapa se depositaron más de 2000 m de carbonatos que corresponden a las formaciones Tamaulipas Inferior y Cupido (PEMEX, 2010). En estos registros se tienen depósitos de lutita intercalada con carbonatos asociados a una rápida elevación del nivel del mar que comenzó al inicio del Aptiano y que tuvo una duración aproximada de cinco millones de años, que cubrió finalmente el basamento emergido desde los inicios de la transgresión marina ligada a la apertura del Golfo de México (Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001). Este evento tectónico se ha indicado para las formaciones La Peña y Otates en el norte y centro-oriente de México, así como en parte de Texas (Padilla y Sánchez, 2007).

El Cretácico temprano en el centro-este de México está conformado principalmente por depósitos de plataformas y zonas inundadas, siendo la plataforma Valles-San Luis Potosí muy representativa por sus dimensiones. Esta plataforma cuenta con longitudes de 200 por 300 km hacia la región este de México, con registro que comienza en el Cretácico temprano con su mayor crecimiento durante el Albiano (Wilson y Ward, 1993).

Con relación a la plataforma Valles-San Luis Potosí, Rodríguez-Hernández *et al.* (2009) realizaron un análisis de los clastos formadores de brechas calcáreas, con el fin de reconocer los procesos formadores y el ambiente final de su depósito. Los afloramientos que estudiaron se encuentran en las regiones de El Xoconoxtle, Sierra de Álvarez y en la región de Armadillo de los Infante, 250 m a los alrededores del poblado del mismo nombre, y en estaciones cercanas a los poblados de San Antonio de Eguía, El Coro, Corazones y Rincón de Leijas, en San Luis Potosí. Incluyen varios modelos de facies para explicar las interacciones entre los clastos, las velocidades de flujo de transporte que debieron soportar éstos y la asociación con la formación de bloques de caída o desprendimiento de frente arrecifal, depósitos de flujos de escombros y depósitos de brechas asociadas a turbiditas. Los depósitos estudiados permitieron además reconocer episodios de continua resedimentación con elementos comunes de rudistas encontrados en formas de bioclastos o como ejemplares completos que sugieren la presencia alternante de barreras arrecifales en el margen de la plataforma.

Los depósitos de la Formación El Abra se han dividido de forma tradicional como facies Taninul y El Abra. La facies Taninul incluye caliza masiva tipo mudstone, wackestone y packstone que constituyen conjuntos de bancos arrecifales de rudistas con intercalaciones de calcarenita, calcarenita oolítica y bioclastos con cementante común de calcita. La Formación El Abra presenta a su vez cinco litofacies texturalmente conformadas por mudstone gris con interestratificaciones de wackestone que conforman las siguientes unidades: 1) sedimentos clásticos postarrecifales, 2) secuencia peletífera con miliólidos y rudistas (*Toucasia*) y calcarenitas, con ocasional impregnación de hidrocarburos, 3) unidad de dolomita y caliza dolomitizada con capas intercaladas de calcilutita y calcarenita de miliólidos y biostromas de rudistas, 4) unidad de calcilutita y calcarenita con miliólidos y rudistas (*Toucasia*), con horizontes de caliza dolomitizada y 5) unidad de dolomita basal pobremente clasificada (Carrillo-Bravo, 1971; Aguayo-Camargo, 1975).

Aguayo-Camargo (1998) proporciona datos sobre las facies, diagénesis y emplazamiento de aceite en la Formación El Abra en depósitos arrecifales de rudistas (antearrecife y borde arrecifal) y postarrecifales (pendiente postarrecifal/laguna; plataforma de laguna mareal y laguna) en las cuales se exhiben facies postdeposicionales atribuibles a los diferentes tamaños de las comunidades biogénicas y a repeticiones de ciclos de emersión-inmersión. Basáñez-Loyola *et al.* (1993) redefinieron los ambientes de depósito de esta formación como arrecifal, lagunar y laguna evaporítica.

Para la Formación El Abra se tienen además datos sobre la geoquímica de rocas aflorantes en Actopan, en la porción central del estado de Hidalgo. Sandoval-Castillo (2013) registra rocas tipo mudstone, wackestone, packstone y boundstone, asociadas a zonas de plataforma marina abierta y zonas de plataforma marina con circulación restringida en los que se han presentado diversos grados de aporte de terrígenos, alcanzando valores de 1.29 % de SiO₂ y 1.34 % de Al₂O₃. En su estudio, (*op. cit.*) considera que las relaciones Mn/Sr < 2 son indicativas de que las señales geoquímicas preservan las características del agua de mar del Cretácico como las relacionadas al contenido de oxígeno disuelto, presentando evidencia de grandes fluctuaciones y de desarrollo de intervalos de condiciones óxicas y anóxicas.

Otra plataforma de gran relevancia es la Faja de Oro, que está constituida por dolomía y caliza depositadas en agua somera que conforman también registros de la Formación El Abra del Albiano-Santoniano, desarrollada sobre un pilar tectónico de esquistos y granodiorita posiblemente Pérmico-Triásico (Wilson y Ward, 1993).

También, se han reconocido depósitos correspondientes a las formaciones Pimienta y Chapulhuacán con intercalaciones de material tobáceo en los límites de San Luis Potosí e Hidalgo que incluyen caliza arcillosa gris clara con microfauna típica de la zona de Crassicollaria (Tithoniano tardío), así como material dolomitizado y silicificado; también existen facies de caliza correspondientes a depósitos de cuenca profunda, plataforma profunda y pie de talud; también se mencionan la presencia de ostrácodos, radiolarios, foraminíferos planctónicos, gasterópodos y ammonitellas o elementos de afinidad incierta como *Microcalamoides*, correlacionables con registros del Aptiano-Albiano Inferior del sur de Belice (McNulty, 1985 en Schaffhausen *et al.*, 2003; Luna-Osorno *et al.*, 2015).

Mendoza-Rosales (2010) en su tesis doctoral estudia las cuencas de Chivillas y Zapotitlán al sur de Puebla, con datos sobre la estratigrafía, sedimentología, isotopía de elementos volcánico-sedimentarios y datos de edad basados en geocronología de circones para las Formaciones Chivillas, Zapotitlán, Caltepec, La Compañía, Agua del Cordero, San Juan Raya y Miahuatepec. Para la formación Chivillas determina una edad máxima del depósito de 126 Ma (Barremiano) dato diferente al registrado por Alzaga y Pano (1989) que asignan una edad que incluye al Jurásico tardío (Tithoniano) por posibles fósiles retrabajados de las formaciones del Tithoniano-Valanginiano aflorantes a 70 km del sur del área de estudio. Mendoza-Rosales (2010) infiere la evolución de cuencas asociadas a régimen extensivo con registros sedimentarios inicialmente independientes y unificados posteriormente. Estos ambientes corresponden a costa, delta, zona asociada a tormentas, islas de barreras y biohermas con algunos elementos que fueron esporádicamente afectados por vulcanismo, turbiditas y flujos de detritos en los que se han reconocido clastos derivados de rocas sedimentarias y metamórficas.

Particularmente, para la Sierra Norte de Puebla se han reconocido depósitos sedimentarios del Jurásico-Cretácico que conforman las formaciones Tamán, Pimienta y Tamaulipas Inferior. La Formación Pimienta muestra transición hacia secuencias de borde de plataforma durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior en registros de caliza gris a gris oscura con pedernal y lentes esporádicos de bentonita que afloran cerca del Río Tamazunchale, en San Luis Potosí (Heim, 1926). Estos depósitos subyacen de manera transicional a facies de cuenca de la Formación Tamaulipas Inferior (Cretácico Inferior) con predominio de caliza con abundantes lentes y nódulos de pedernal (Belt, 1925). Esta unidad subyace a la Formación Tamaulipas Superior (Cretácico Inferior-Cretácico Superior) con litología similar, pero con estilolitas paralelas a la estratificación en la que se observa comúnmente fractura conchoidea. A las formaciones Tamaulipas Inferior y Superior le sobreyacen concordante y transicionalmente las formaciones San Felipe y Agua Nueva del Cretácico Superior con alternancia de lutita y bentonita; esta última subyace a sedimentos marinos y clásticos de la Formación Méndez (Cretácico Superior). Estos depósitos fueron afectados por la Deformación Laramídica durante el Cretácico Tardío-Paleoceno, con pliegues de orientación NW-SE y, finalmente, el vulcanismo paleógeno cubrió parcialmente estas rocas con depósitos piroclásticos (INEGI, 1984; López-Reyes *et al.*, 1997). Otros depósitos en esta sierra corresponden a secuencias sedimentarias de la Cuenca Tampico-Misantla, se trata de las formaciones Chicontepec (Paleoceno), Guayabal (Eoceno Medio), Chapote-Tantoyuca (Eoceno Superior), Palma Real (Oligoceno Inferior), Mesón (Oligoceno Superior), Escolín (Mioceno Inferior) y Tuxpan (Mioceno Medio) y consisten en arenisca, lutita y limolita con contactos discordantes entre sí debido a los ambientes inferidos.

También para Puebla, se han registrado secuencias estratigráficas que incluyen depósitos del Berriasiano tardío que muestran cambios en paleoprofundidad, desarrollo de cuencas anóxicas profundas con alto contenido de materia orgánica y evolución a condiciones de mayor oxigenación, presencia de zonas con bioturbación y con circulación de fondo con desarrollo de márgenes de plataforma con alta influencia de terrígenos; sus microfacies típicas incluyen: 1) mudstone-wackestone con calpionélidos, ostrácodos y radiolarios, escasos gasterópodos y foraminíferos bentónicos lenticulínidos, 2) mudstone-

wackestone con ostrácodos y equinodermos y zonas con silicificación parcial y 3) wackestone-packstone peletíferos con calpionélidos, radiolarios, foraminíferos planctónicos y ostrácodos en zonas silicificadas y/o dolomitizadas (Oliver-Villegas, 2015).

Para Mazatepec, Puebla, Cantú-Chapa (1976) indica la presencia de los ammonites *Subthurmannia mazatepense* y *Spiticeras* sp., del Berriasiano, que a su vez subdivide en Berriasiano inferior, basada en la presencia de *Subthurmannia* sp. y *Neolissoceras semisulcata*, y Berriasiano superior, con la asociación de *Spiticeras* (*Spiticeras*) sp., *Berriasella neohispanica* y *Leptoceras* sp.

Con relación a la Formación Tamaulipas Inferior, PEMEX (2013), menciona para la Provincia Petrolera Tampico-Misantla, la presencia de un miembro calcarenítico conformado por capas de grainstone y packstone oolíticos, con bioclastos e intraclastos, así como calizas pelágicas que subyacen al sistema transgresivo constituido por caliza arcillosa y bentonita que gradúan a caliza pelágica menos arcillosa y que finalmente pasan a depósitos del “Horizonte Otates”, conformado también por caliza arcillosa.

MARCO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO

Plataforma Valles-San Luis Potosí

La Plataforma Valles-San Luis Potosí fue definida por Carrillo-Bravo (1971) para los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Hidalgo y Querétaro como "*un gran segmento de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas, sobre el cual se depositaron una secuencia delgada de sedimentos marinos del Jurásico Superior y potentes secciones de evaporitas y caliza de tipo arrecifal y post-arrecifal del Cretácico Inferior, Medio y Superior*". En esta región se han realizado análisis de registros gravimétricos, magnéticos, topográficos, satelitales, geología superficial y subsuperficial que describen la evolución tectónica y sedimentaria del Jurásico temprano-Cretácico temprano que consta de los siguientes eventos de acuerdo con Carrillo-Bravo (1971) y Petróleos Mexicanos (2013):

1. Desarrollo de la Cuenca de Huayacocotla en el área de Guaxcamá durante el inicio del Jurásico.
2. Regresión a nivel regional durante el Jurásico medio con el desarrollo de las formaciones Cahuascal (arenisca, conglomerado y limolita) y La Joya (caliza y conglomerado de caliza, limolita y arenisca).
3. Transgresión marina en la parte occidental y central de la plataforma con la formación de una gran isla desde el principio del Oxfordiano al Kimmeridgiano.
1. Depósitos lagunares someros y restricción de depósitos marinos hacia el norte durante el Kimmeridgiano-Tithoniano y desarrollo de zonas de plataforma con condiciones de alta energía durante el Berriasiano.
2. Transgresión marina con desarrollo de zonas incipientes de lagunas y evaporitas durante el Cretácico Temprano (Valanginiano-Hauteriviano-Aptiano).
3. Continuación de la transgresión que cubrió casi por completo a las islas de la región durante el Aptiano y desarrollo de depósitos locales como sucede con las margas Miquihuana (unidad informal) hacia el Valanginiano Tardío-Hauteriviano Temprano.
4. Los depósitos en las zonas circundantes a la Plataforma Valles San Luis Potosí presentan cambios de facies correspondientes a plataforma interna, margen de plataforma, talud y cuenca, distinguibles principalmente en los depósitos del Valanginiano-Hauteriviano (Carrillo-Bravo, 1971). Además, como parte de los rasgos estratigráficos y sedimentológicos de la porción occidental, asociada a la dinámica de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1982; Campa y Coney, 1983; Centeno-García y Silva-Romo, 1997) se tiene una serie de estratos y niveles de talud mezclados con depósitos autóctonos más profundos (López-Doncel, 2003).

Cuenca Tampico-Misantla

Esta región ha sido caracterizada como principalmente productora de petróleo. La columna sedimentaria descansa discordantemente sobre basamento ígneo y metamórfico del Pérmico-Triásico que subyace a la Formación Huayacocotla (Jurásico, Sinemuriano-Pliensbachiano), en la porción occidental y centro del área comprendida por la cuenca y a la Formación Cahuasas en la porción suroriental (Carrillo-Bravo, 1965; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1997, 1998; PEMEX, 2010).

Las litofacies características de la cuenca permiten reconocer al menos los siguientes tres paquetes sedimentarios: 1) conglomerados y clásticos continentales con amplias zonas de sal, anhidrita y desarrollo de zonas con intrusivos del Bajociano-Calloviano; 2) paquetes de caliza marina oolítica y pelágica intercaladas con anhidrita, dolomita y arenisca durante el Oxfordiano-Santoniano y 3) depósitos de arenisca, lutita y limolita en el Cretácico Superior-Holoceno.

A la Cuenca Tampico-Misantla la disecta el Paleocanal de Chicontepec, que constituye una depresión alargada entre los estados de Puebla, Veracruz e Hidalgo como resultado de esfuerzos tectónicos a partir del evento orogénico laramídico (PEMEX, 2010). La columna sedimentaria consiste en turbiditas de ambiente nerítico externo y batial con conglomerado, arenisca, lutita y limolita del Paleoceno-Eoceno. La geometría actual de la Cuenca Tampico-Misantla es producto de varios eventos tectónicos que forman parte de la evolución de la megacuenca (PEMEX, 2010; Figura 2):

1. Etapa de *rifting*, (primera etapa de apertura del Golfo de México), que presenta cambios en el basamento con el retiro de mares y la consecuente somerización de zonas marinas y formación de zonas continentales con indicios de actividad ígnea como en la Formación Huayacocotla, constituida por lechos rojos de potentes espesores con arenisca, limolita y conglomerado que presentan clastos de rocas extrusivas basálticas y riolíticas; estos sedimentos se han asociado a paleocanales generados por corrientes aluviales.

2. Etapa de margen pasivo (Jurásico tardío-Cretácico tardío), relacionada con el establecimiento del Golfo de México y el emplazamiento de grandes plataformas carbonatadas, la prevalencia de condiciones anóxicas durante esta etapa fue muy común y particularmente se encuentra evidencia de ello en al menos la Formación Tamán.
3. Evento de afectación orogénica (Cretácico tardío) en el que se origina la Sierra Madre Oriental.
4. Etapa de margen pasivo posterior al cese de la deformación orogénica y la inundación de la antefosa, con el desarrollo de zonas con subsidencia y de basculamiento hacia el Golfo de México y la formación de la Plataforma de Tuxpan en cuyos bordes se desarrollaron cuerpos arrecifales con los mayores espesores con cambios laterales de talud y cuenca.

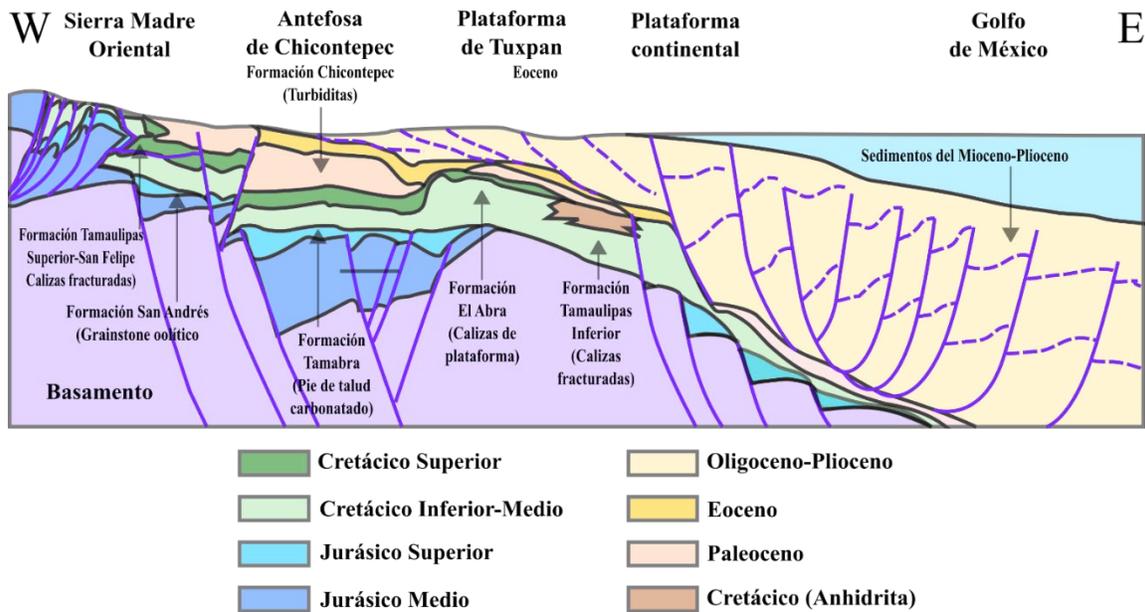


Figura 2. Sección representativa de la Cuenca Tampico Misantla (PEMEX, 2010).

ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

En el área de estudio se presentan afloramientos de las formaciones Santiago (Jurásico Medio-Superior: Calloviano Medio-Oxfordiano Superior), Chipoco (Oxfordiano Superior-Kimmeridgiano Superior), Tamán (Kimmeridgiano-Tithoniano), Pimienta (Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Tithoniano-Berriasiano), Tamaulipas Inferior (Berriasiano-Aptiano), Horizonte Otates (Aptiano), Tamaulipas Superior (Albiano-Cenomaniano), el Abra (Albiano), Tamasopo (Turoniano-Santoniano), Agua Nueva (Turoniano), San Felipe (Coniaciano-Campaniano Inferior), Méndez (Santoniano Superior-Maastrichtiano). A continuación, se describen las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior de las que se realizaron los estudios de facies (Figura 3).

Formación Pimienta (Jurásico Superior, Tithoniano-Cretácico Inferior, Berriasiano)

La Formación Pimienta fue definida por Heim (1926) como “Capas Pimienta” para una sección del Tithoniano. La localidad tipo de esta unidad se encuentra en el poblado de Pimienta, sobre el río Moctezuma, en Tamán, San Luis Potosí. La unidad presenta caliza oscura de estratificación delgada con pedernal negro en capas y nódulos, caliza oscura arcillosa y horizontes de bentonita verde intercalados con estratos arenosos de color gris verdoso (Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez, 1972; Ortega-Flores, 2011); hay también intercalaciones potentes de lutita laminar, bituminosa y calcárea de color negro. Pedrazzini y Basáñez (1978) indican que la caliza arcillosa consiste en mudstone y wackestone con espesores de 5 a 30 m, y que constituyen una unidad con un espesor total de aproximadamente 100 m en la localidad de La Pimienta, San Luis Potosí, hasta 600 m en afloramientos del río Moctezuma. El contenido paleontológico consiste en ammonites (Cantú-Chapa, 1971; López-Caballero, 2006) y microfósiles (Aguilera, 1972) del Tithoniano temprano (Zona Semiforme / Verruciferum)-Tithoniano tardío (Zona de Simplisphinctes) con registros del Berriasiano y posiblemente Valanginiano (Bonet, 1956).

Los ammonites reconocidos en la Formación Pimienta pertenecen a los géneros *Mazapilites*, *Haploceras*, *Suarites*, *Parodontoceras*, *Proniceras* y *Durangites* (Cantú-Chapa, 1969, 1971; PEMEX, 2010; Manjarrez-Cantú y Manzanarez-Botello, 2016). En la parte superior de la formación se han reconocido calpionélidos de las especies *Calpionella elliptica* y *Calpionella alpina*, con un alcance estratigráfico restringido al Tithoniano superior. La formación fue depositada en una plataforma sumergible inestable, de baja circulación con salinidad normal (Aguilera, 1972) con variaciones de plataforma externa a cuenca de baja energía y afectación por actividad volcánica (PEMEX, 1988; Salvador, 1991). Esta unidad es además correlacionable con las formaciones La Casita, Las Trancas, Tepexilotla y Chinameca (López-Ramos, 1979; Salvador, 1991; Olóriz *et al.*, 2003) (Figura 3).



Figura 3. Límite estratigráfico entre las formaciones Pimienta (Jurásico Superior, Tithoniano) y Tamaulipas Inferior (Cretácico Inferior, Berriasiano, Aptiano), en la localidad de Mazatepec, Municipio de Tlatlauquitepec, Puebla. Fotografía de Rodríguez-Rodríguez, M., 2010.

Formación Tamaulipas Inferior (Cretácico Inferior, Berriasiano-Aptiano)

La Formación Tamaulipas Inferior fue definida por Stephenson (1921), quien la describe como “*caliza fina, bien estratificada con coloraciones que cambian de crema a blanco en la parte inferior a capas grises con numerosos lentes de pedernal en coloraciones blancas a negras, en la parte superior*”. Esta formación se ha descrito también como Formación Chapulhuacán por Suter (1990). En su análisis original, Stephenson (1921) no menciona una localidad tipo y, más tarde, Muir (1936) propuso una división para la unidad de Stephenson (*op. cit.*), que consiste en las unidades Tamaulipas Inferior (Neocomiano-Aptiano), Horizonte Otates (Aptiano superior) y Tamaulipas Superior (Albiano-Cenomaniano) con contactos concordantes y transicionales entre sí. La formación se caracteriza por la presencia de estilolitas gruesas paralelas a la estratificación, incluidas en paquetes delgados a gruesos de caliza microcristalina con lentes y bandas de pedernal. Los espesores de esta formación alcanzan los 500 m, sin embargo, en muchos casos puede observarse una alta deformación en la unidad. La transición con la Formación Pimienta se ha considerado a partir del cambio en la coloración y la transición hacia caliza oolítica con espesores de 10 a 35 m. El contenido litológico corresponde a caliza de estratificación delgada a media (12-60 cm) con algunas capas gruesas (90 cm) de gris claro a gris oscuro al fresco y de gris claro a marrón rojizo al intemperismo con estilolitas paralelas y subparalelas a la estratificación y de textura mudstone-wackestone con bioclastos, radiolarios, calciesferas, ammonites y nódulos de pirita de manera ocasional (Santamaría-Orozco *et al.*, 1990, 1991) (Figura 4).

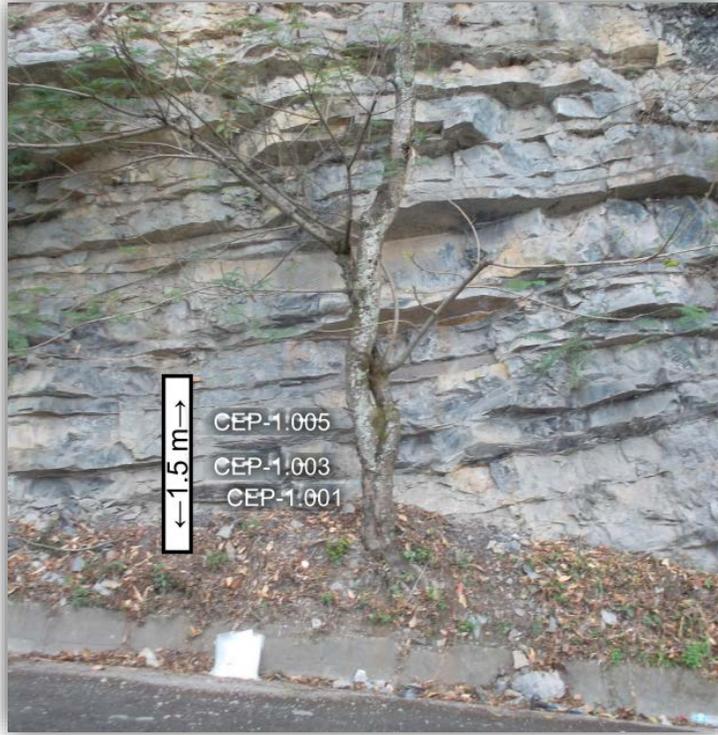


Figura 4. Afloramiento de la Formación Tamaulipas Inferior en la sección Cerro El Padhi.

Ortega-Flores (2011) ha observado al noroccidente del estado de Hidalgo y entre las poblaciones de Jacala, Hidalgo y Tamazunchale en San Luis Potosí, la presencia de cabalgaduras en las que la Formación Tamaulipas Inferior forma parte de los bloques de techo de varias de éstas, como son el caso de las Cabalgaduras La Misión, El Nogalito-La Ciénega y El Fresno donde forman planos de fallas y núcleos de pliegues anticlinales pertenecientes al Anticlinorio de Huayacocotla interrumpidos por fallas de desplazamiento dextral en muchos casos (Carrillo-Bravo, 1965). También para el noroccidente de Hidalgo, Aguilar-Ramírez (2014) ha mencionado la presencia de la Formación Tamaulipas Inferior en depósitos volcanoclásticos del Tithoniano-Berriasiano que conforman la Cuenca de Zimapán de la base de la Formación Las Trancas (Ortega-Flores, 2011).

La Formación Tamaulipas Inferior se correlaciona con las formaciones Cupido y Taraises en el noreste de México y con la parte basal de la Formación Guaxcamá en la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993) y con parte de la Formación Santuario en Querétaro e Hidalgo (Zozaya, 1971) donde está conformada por depósitos marinos someros de alta energía (Castro y Martínez, 1977; Martínez y Bello, 1977; Bello, 1978) con variaciones de ambiente de depósito en la parte superior que constituyen zonas de plataforma externa de baja energía y cuenca. El intervalo estratigráfico que se ha establecido para esta formación es del Berriasiano-Aptiano inferior en la Sierra Madre Occidental, restringiéndose para el Hauteriviano-Aptiano inferior en su sector transversal (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1997, 1998). Estas edades se apoyan tanto por su posición estratigráfica como por la presencia de ammonites (*Neocomites* sp. cf. *N. paraplesius*, *N. neocomiensis*, *Pedisceras* sp.) y calpionélidos (*Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellites darderi* y *Calpionella alpina*) (Castro y Martínez, 1977; Martínez y Bello, 1977; Bello, 1978). Para la parte superior, particularmente para el Hauteriviano Superior-Barremiano Superior de Veracruz, se han registrado belemnites (*Hybolites* sp.) y ammonites (*Crioceratites* sp., *Pseudohaploceras douvillei*, Zepeda-López, 2015). Recientemente, Esquivel-Macías *et al.*, (2022) indican la presencia de estratos de probable edad valanginiana con base en la presencia de *Neolissoceras* aff. *grasianum*, *Olcostephanus* cf. *drumensis*, *Thurmanniceras* cf. *thurmanni*, *Kilianella* sp., *Protancyloceras* sp. *Bochianites neocomiensis*, y de aptychus *Mortilletilamellaptychus* cf. *mortilleti* como lo señalan anteriormente Santiago-Bautista (2010) y Pérez-Iturbide (2013).

SECCIÓN CERRO EL PADHI

Localización y vías de acceso

La sección se localiza en el centro-este del estado de Hidalgo. Para llegar a la localidad de estudio desde la Ciudad de México se toma la Carretera Federal 85 u 85D con dirección a Ecatepec, Estado de México, siguiendo la desviación hacia la Carretera Federal 132D con destino a Tulancingo, Hidalgo; esta autopista se bifurca para pasar por la ciudad de Tulancingo a través de la Carretera Federal 130 o puede seguirse por el libramiento norte con dirección a Huauchinango, Puebla, pasando por una desviación cerca del poblado de Santa Ana Hueytlalpan por la Carretera Federal 50 que conecta con Metepec desde donde se toma la desviación hacia Tenango de Doria, Hidalgo para pasar finalmente por El Bopo y San Bartolo Tutotepec hasta el kilómetro 24.7 de la Carretera 53, antes de Los Planes y Huehuetla, Hidalgo. Las coordenadas UTM (WGS84, 14Q) de la sección Padhi son: $591,055 \pm 5$ m E, $2'256,277 \pm 5$ m N. (Figura 5).

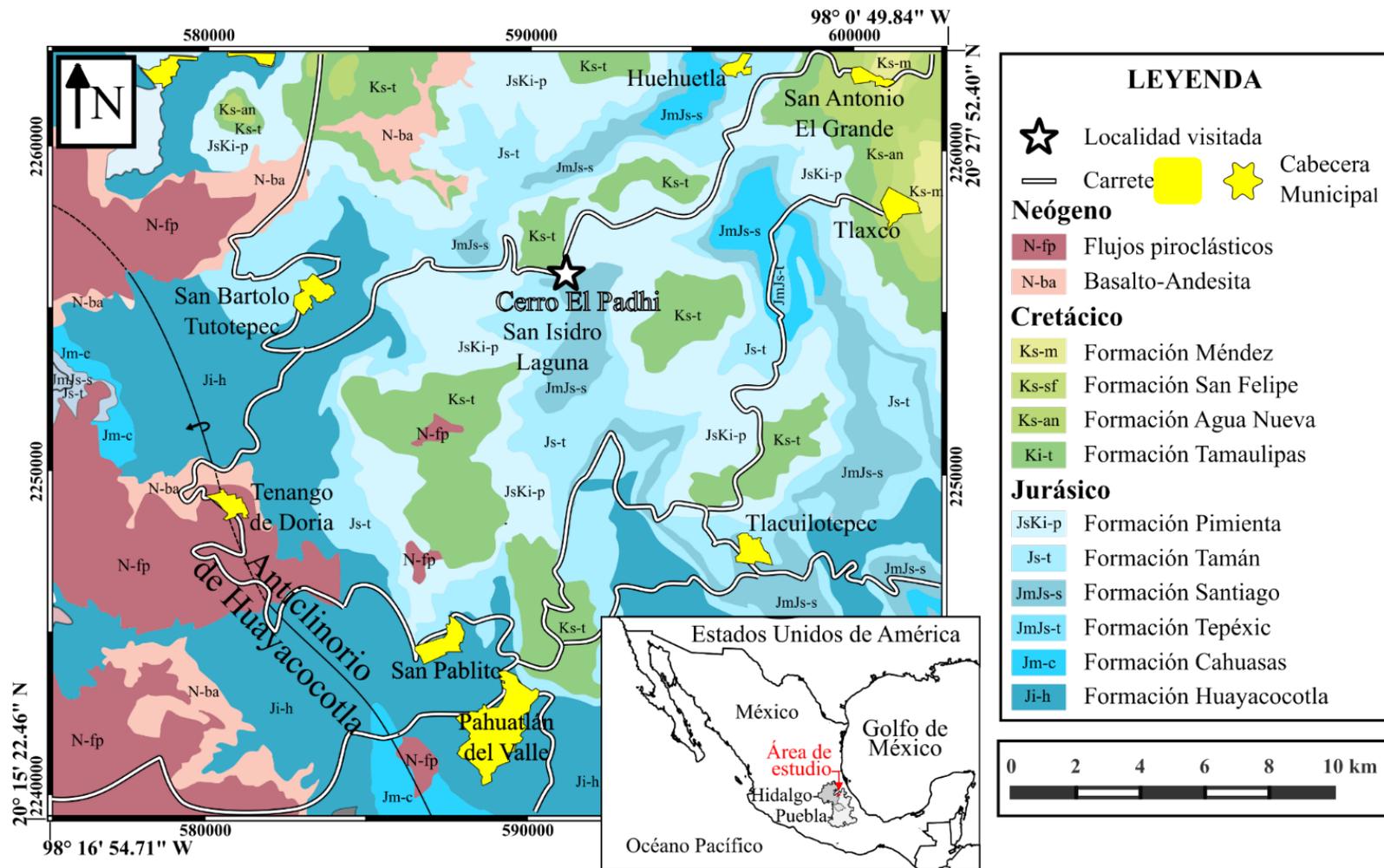


Figura 5. Mapa geológico simplificado y de ubicación de la sección Cerro El Padhi. La litología fue vectorizada de la carta Geológico-Minera Pahuatlán F14-D73 (SGM, 2004b).

Litoestratigrafía de la sección estudiada

El afloramiento (Figuras 18 a 24) consta de estratos de caliza, limolita y caliza arcillosa que varían de espesor entre 1-3 cm hasta 70 cm, aunque la mayor cantidad de estratos presenta un espesor menor de 20 cm. La columna estratigráfica medida comprende 74 m de espesor total que incluye, en sus primeros 30 m, estratos de caliza en tonos de gris claro, con espesores más o menos masivos y con algunos clastos indiferenciados y de selección variable. En esta parte de la sección se presentan escasos estratos que muestran disolución frecuente y algunas capas con bentonita además de canales oblicuos y/o perpendiculares a la estratificación, con límites superiores rectos y ondulantes; los aloquímicos más abundantes son los radiolarios y se presentan de manera intermitente algunos estratos con calpionélidos, aunque con abundancias moderadas a bajas. Las microfacies en esta parte de la sección son muy variables, con texturas de mudstone, wackestone-packstone y packstone; las microfacies de mudstone contienen generalmente pelecípodos, ostrácodos y espículas de esponja, mientras que las microfacies de wackestone-packstone y packstone generalmente contienen calpionélidos y radiolarios.

En la parte media de la sección (entre los 15 y 35 m; Figuras 18 a 20), se presentan estratos de caliza gris con intercalaciones de lutita, limolita calcárea y bentonita; estos estratos tienen intraclastos dispersos, pirita y vetas paralelas y subparalelas de calcita, así como porosidad móldica; la litología dominante en la parte media de la sección corresponde a limolita calcárea con algunas intercalaciones de caliza que, al microscopio, exhibe microfacies tipo mudstone y wackestone-packstone. En la columna estratigráfica, entre los 22.5 y 30 m, son más frecuentes los estratos de caliza gris claro con intercalaciones de limolita calcárea y vetas con mayor sinuosidad y fracturas lisas con interrupciones y bifurcaciones frecuentes; en algunos casos hay acuñamiento a manera de láminas con espesores de 1 a 3 cm, clastos y minerales con halos, así como vetas y estilolitas irregulares con orientación subparalela a la estratificación.

En esta parte de la sección se registra la mayor abundancia de calpionélidos, sin embargo, estos aloquímicos presentan mucha variabilidad en su abundancia dentro de pocos metros con una intermitencia muy marcada entre los 20 y 35 m en la columna estratigráfica. Otras características sedimentológicas que se muestran de manera conspicua en esta parte de la sección son algunos estratos con cristales dispersos de dolomita a manera de parches en mosaico hipidiotópico a idiotópico, con algunos cristales mostrando zonación muy marcada. Además, entre los 28 y 32 m de la sección, se vuelven también comunes los cristales de pirita sin volver a ser notables a lo largo de los estratos subsecuentes.

En los últimos 25 m hay caliza en tonos grises y marrón rojizo claro cuya textura varía de mudstone a packstone, con algunos estratos laminares de limolita calcárea, lutita y limolita; en esta zona se hallan fracturas lisas obliteradas por calcita y material arcilloso, los límites de los estratos laminares ocasionalmente tienen sinuosidad moderada y se desarrollan algunos lentes con bordes superiores irregulares y vetas subparalelas, interrumpidas en algunos casos por clastos. Los últimos cinco metros de la sección incluyen capas de caliza con coloración gris clara con estilolitas de perfil dentado y microcolumnar de baja sinuosidad, con orientación subparalela a la estratificación. En esta parte de la sección los radiolarios vuelven a ser los aloquímicos predominantes, alcanzando una mayor abundancia entre los 50 y 55 m en la columna estratigráfica (Figuras 18 y 19).

Generalidades sobre calpionélidos

Los protistas calpionélidos presentan lórica con simetría axial, collar, apertura oral y zona aboral, con terminación en forma de apéndice caudal. Los calpionélidos se encuentran por lo general en calizas micríticas o margosas, ricas en biota pelágica, conformada por radiolarios, nanoplancton y foraminíferos planctónicos (Remane, 1985).

El alcance estratigráfico de los calpionélidos abarca del Jurásico Superior (Tithoniano superior) al Cretácico Inferior (Hauteriviano inferior), con un registro que comienza a diversificarse a partir de formas ancestrales del Tithoniano medio como *Chitinoidella bonetti* (Doben, 1962). Estos organismos son importantes índices estratigráficos pues presentaron una distribución geográfica amplia en regiones del antiguo mar de Tetis (Blau y Grün, 1997)

y una evolución relativamente rápida, además de haber sido parte esencial del microplancton marino para el tiempo en que vivieron. La distribución paleogeográfica de este grupo abarcó desde México hasta el este de India (Reháková y Michalík, 1993).

Flügel (2010) considera a los calpionélidos como un grupo de posición sistemática incierta aunque relacionados con los tintínidos con los que comparten morfología similar y dimensiones, no obstante, los materiales con los que están conformadas las lóricas son muy distintos pues los calpionélidos tienen lórica formada por capas de calcita prismática, rígida, en tanto que los tintínidos, tienen lórica flexible de composición quitinosa, constituida por aglutinación de granos de arena y fragmentos de otros organismos (Figura 6).

Varios autores (Colom, 1948; Bonet, 1956; Tappan y Loeblich, 1968; Borza, 1969; Trejo, 1975; Platonov *et al.*, 2014) consideran que este grupo de organismos se relaciona con los tintínidos actuales. Además, Bonet (1956) propone la superfamilia Calpionellidea mientras que Remane (1969, 1971, 1978) los considera como un grupo de protozoarios *Incertae sedis*. Flügel (2010) menciona que los tintínidos actuales son un componente importante del zooplancton microscópico, habitando predominantemente en la zona fótica de los océanos y que algunos pocos ejemplares pueden encontrarse en ambientes de estuarios o lagos.

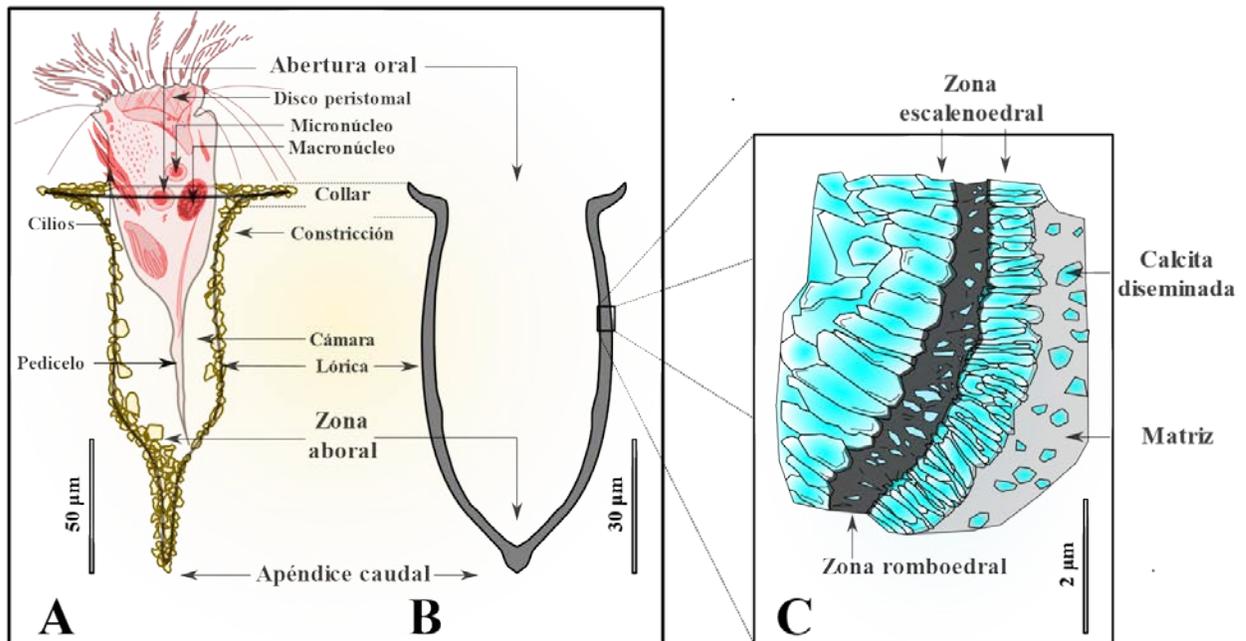


Figura 6. Características morfológicas de un tintínido y un calponélido. **A)** *Tintinnopsis campanula* (Ehrenberg 1840) (de acuerdo con Fauré Fremiet, 1924) una especie de tintínido actual, de forma muy alargada; **B)** corte axial de la lórica de un calponélido donde se muestra su morfología típica (*Tintinnopsella carpathica*); **C)** estructura de la lórica de un calponélido (*Chitinoidea* sp.); se observan las tres capas de cristales que constituyen la pared del organismo; la variación del espesor es de 4 a 6 micrómetros. (**Figura A** modificada de Colom, 1948; **figura C** modificada de Reháková y Michalík, 1993).

Sistemática y bioestratigrafía de calponélidos para la Sección Cerro El Padhi

Por el contenido importante de calponélidos en la Sección Cerro El Padhi, se realizó el análisis bioestratigráfico detallado mediante el estudio de calponélidos, considerando 39 muestras laminadas en las que se revisó la forma, tamaño, collar, presencia de apéndice caudal y ángulo de extinción de los collares. Se elaboraron tablas de distribución de las especies encontradas en esta sección y se compararon sus registros por edades, mediante conteos de estratos en las columnas respectivas (Anexo 2). La zonación considerada fue la propuesta por Aguado *et al.* (2000). Parte de la información de este apartado fue publicada por Jiménez-López *et al.* (2021).

Orden Tintinnina Corliss 1955

Superfamilia Calpionellidea Bonet 1959

Familia Calpionellidae Bonet 1956

Género *Calpionella* Lorenz 1902

Especie tipo: *Calpionella alpina* Lorenz 1902

Especies del género. *Calpionella alpina* Lorenz 1902, *C. grandalpina* Nagy 1986, *C. elliptalpina* Nagy 1986, *C. minuta* Houša 1990, *C. elliptica* Cadisch 1992.

Las especies del género *Calpionella* se caracterizan por el desarrollo de collar cilíndrico corto separado del resto de la lórica con polo aboral redondeado; la base del collar está bien definida y tiene salientes redondeadas.

Nagy (1986) presenta para este género un intento por ordenar parte de la variabilidad que presenta, sin embargo, no incluye diagnosis diferenciales e incluye holotipos prácticamente idénticos para dos de las especies que considera un tanto disímiles entre sí (*C. grandalpina* y *C. longalpina*); Adatte *et al.* (1991) consideran que la separación propuesta por Nagy (1986) resulta imposible en la práctica que conlleva a una diferenciación estratigráfica prácticamente nula por lo que toman en cuenta la propuesta en tres formas de Remane (1962) como una mejor solución para cuestiones estratigráficas.

Alcance estratigráfico. Tithoniano superior-Berriasiano superior (Remane, 1998).

Calpionella alpina Lorenz 1902

(Figura 17a)

- 1902** *Calpionella alpina* n. sp., Lorenz, lám. 6, fig. 1.
- 1948** *Calpionella alpina* Lorenz 1902 – Colom, lám. 11, fig. 1, lám. 33, figs. 3, 13;
1953 – Brönnimann, lám. 1, figs. 1-6, 11, 12; **1956** – Bonet, lám. 14, figs. 1-2;
1962 – Remane, figs. 2-9; **1963** – Doben, lám. 6, fig. 11. 128; **1968** – Le Hégarat y Remane, lám. 6, figs. 4-10, 18-21; lám. 8, figs. 2-5; lám. 9, figs. 21-23; lám. 10, Figs. 2-3; **1970** – Catalano y Ligouri, lám. 2, figs. 1-10; **1971** – Remane, lám. 3, figs. 1,2; lám. 1, fig. 1; **1974** – Pop, lám. 6, fig. 15; lám. 5, figs. 14-15; lám. 4, figs. 1-3; lám. 3, figs. 1-4, lám. 2, figs. 1-4, lám. 1, figs. 14-15; **1975** – Trejo, lám. 4, figs. 1-2; lám. 8, fig. 8; lám. 12, figs. 5-17, 23; **1984** – Prémoli Silva y McNulty, lám. 6, figs. 1-2; **1992** – Bucur, p. 572, fig. 4e; **1992** – Tunç, lám. 2, fig. 4; **1994** – Mekik, lám. 50, figs. 1-10; lám. 51, figs. 1-19; **1995** – Olóriz *et al.*, lám. 1, figs. 12-13; **1996** – Adatte *et al.*, fig. 8.3; **1997** – Grün y Blau, lám. 1, figs. 11-12; **1997** – Ivanova, lám. 2, figs. 1-4; **1999** – Lakova *et al.*, lám. 1, fig. 9; **2001** - Ciborowski y Koldziej, p. 345, fig. (2) 3; **2004** – Marino *et al.*, lám. 3, fig. 9; **2007** – Andreini *et al.*, lám. 1, figs. 10-13; **2007** – Okay y Altner, lám. 2, figs. 41-46; **2010** – Benzaggagh *et al.*, fig. 9.1; **2009** – Michalík *et al.*, fig. 5.2; **2012** – Benzaggagh *et al.*, figs. 6-F, 6-I, 6-Q; **2012** – Petrova *et al.*, figs. 5.1-7; **2013** – Lakova y Petrova, lám. 2, figs. 12-16, lám. 5, fig. 52; **2013** – Krische *et al.*, figs. 12.C, D; **2013** – Wimbledon *et al.*, fig. 5.10; **2015** – López-Martínez *et al.*, p. 546, fig. 5I; **2015** – López-Martínez *et al.*, p. 288, figs. 7C-7D; **2016** – Okay y Altner, fig. 8.34; **2016** - Maalaoui y Zargouni, p. 50, figs. (4) 1-3; **2017** – Atasoy, lám. 2, figs. f-o, r; **2017** – Petrova *et al.*, figs. 6.1-6.3, 8.11-8.13; **2021** – Jiménez-López *et al.*, p. 4, fig. 4a.
- 1991** *Calpionella alpina* (forma esférica) Lorenz 1902 – Altner y Özkan, lám. 1, Figs. 3-8; **2017** – Okay y Altner, figs. 6.24-30.

Descripción. Lórica esférica a subesférica, casi isodiamétrica y de cuello muy corto, cilíndrico y muy notorio, separado en su totalidad del cuerpo por una deflexión; la parte aboral es ligeramente angulosa, sin prolongación caudal. Los ejemplares tienen aproximadamente 50 μm de ancho por 60 μm de largo (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Alcance estratigráfico. Tithoniano superior-Valanginiano inferior. En la Sección Padhi, Hidalgo, se han identificado ejemplares dentro del nivel CEP-1.005, de la subzona Oblonga sin incluir su base; la litología de estrato se trata de mudstone con calpionélidos, bivalvos y espículas de esponjas dispersas (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Discusión. En esta especie se presentan ejemplares pequeños con cuello estrecho, algunos de cuales son parecidos a la especie *C. elliptica* Cadisch 1932 especialmente en secciones oblicuas que se consideran transicionales. *Calpionella elliptica* tiene un intervalo estratigráfico de menor alcance que el de *C. alpina* de manera que es importante poderlas distinguir para análisis bioestratigráficos. *Crassicollaria parvula* es parecida a *C. alpina*, pero en general es más pequeña y su registro estratigráfico corresponde al Berriasiano inferior (Remane, 1985; Jiménez-López *et al.*, 2021).

Distribución geográfica y bioestratigráfica. La especie *Calpionella alpina* tienen un registro constante. Este registro es particularmente discontinuo en la Fosa Vocontiana con un intervalo estratigráfico del Tithoniano superior/Berriasiano inferior-Berriasiano medio, en la parte superior de la zona *Crassicollaria* (subzona A3 de Remane, 1963) a la parte media-superior de la zona *Calpionella* (subzona Elíptica) (Olóriz *et al.*, 1995; Jiménez-López *et al.*, 2021).

Platonov *et al.* (2014) presentan un registro amplio de la especie para Europa, que abarca Crimea Oriental, el Cáucaso, Turquía, Bulgaria, Rumania, Polonia, Francia, España e Italia, además de mencionarla para el norte de África y Norte-Centroamérica. La presencia de esta especie en la transición Jurásico/Cretácico marca la conexión entre el Tetis y el Océano Pacífico para un intervalo con un importante incremento en el nivel del mar, y de manera particular para el intervalo comprendido por la zona de *Chitinoidea* (López-Martínez *et al.*, 2013; Jiménez-López *et al.*, 2021). Akgümüş (2019) considera que el

aumento en la abundancia de esta especie, sobre todo de la forma esférica, sirve como marcador bioestratigráfico del Berriasiano. Adatte *et al.*, (1991) proponen que la presencia de *Calpionella alpina* Lorenz 1902 marca la transición Berriasiano/Valanginiano, con una mejor representación en la cuenca mediterránea para las zonas C y D de Remane (1962). Otros autores (Remane, 1971, 1986; Remane *et al.*, 1986; Lakova, 1994; Olóriz *et al.*, 1995; Pop, 1996; Blau y Grün, 1997; Reháková y Michalík, 1997; Houša *et al.*, 1999, 2004; Andreini *et al.*, 2007; Michalík y Reháková, 2011) corroboran esta información, pero considerando el incremento de la forma isométrica, con un intervalo de mayor abundancia para el Cretácico Inferior en la subzona homónima. Para el sureste de Francia los registros de *C. alpina* se han delimitado dentro de la zona Crassicollaria, subzonas Remanei, Intermedia, Colomi y Alpina, con registros poco comunes en la primera de estas subzonas, correspondiente al Tithoniano superior (Wimbledon *et al.*, 2013).

Algunos registros en Asia incluyen el Tithoniano superior y el Berriasiano inferior (subzonas Alpina y Oblonga) de las Montañas Omán centrales (Rousseau *et al.*, 2005). Se cuenta además con registros del Berriasiano superior en África Noroccidental en Argelia (Vincent *et al.*, 1980) y el Berriasiano superior-Valanginiano (Benest *et al.*, 1996).

Para el noreste de México, Adatte *et al.* (1991, 1996) indican la existencia de formas transicionales entre *C. alpina* Lorenz 1902 y *C. elliptica* Cadisch 1932 en el límite de las formaciones La Casita/Taraises y consideran que parte de estas observaciones se deben a descripciones de secciones oblicuas de *C. elliptica* (Remane, 1962, 1963, 1969, 1985). Por su parte, Eguiluz de Antuñano *et al.* (2012) registran la presencia de esta especie también en esta región con notas sobre las variedades propuestas por Remane (1962) y mencionan: una forma grande y elongada, distintiva de las subzonas A2 y A3 de Remane (1985); una forma intermedia y casi esférica, particularmente importante en la parte inferior de la zona B de Remane (1985) y una forma pequeña y esférica que tiene importancia en la zona C. Para México se ha identificado a *C. alpina* de la región de Minas Viejas, Monterrey, en un intervalo correspondiente al Tithoniano superior-Berriasiano inferior, en las formaciones La Casita y Taraises (Ángeles-Villeda, 2004). Para el sur de México se tienen referencias sobre *Calpionella alpina* (forma esférica) procedentes de Santa Catarina Ticuá, Oaxaca en el

Berriasiano medio entre las subzonas C y D1 (subzonas Cadischiana y Calpionellopsis) (Zell *et al.*, 2015). Para Sudamérica se ha registrado en las subzonas Colomi y Alpina dentro de la transición Tithoniano-Berriasiano de la Cuenca Neuquina, Argentina (López-Martínez *et al.*, 2017b; Jiménez-López *et al.*, 2021).

Los registros de mayor latitud para Norteamérica incluyen al Miembro Artimon, del Cretácico Inferior de Nueva Escocia, Canadá, con un intervalo del Valanginiano superior-Hauteriviano Inferior? (Eliuk y Levesque, 1989) (Figura 7).

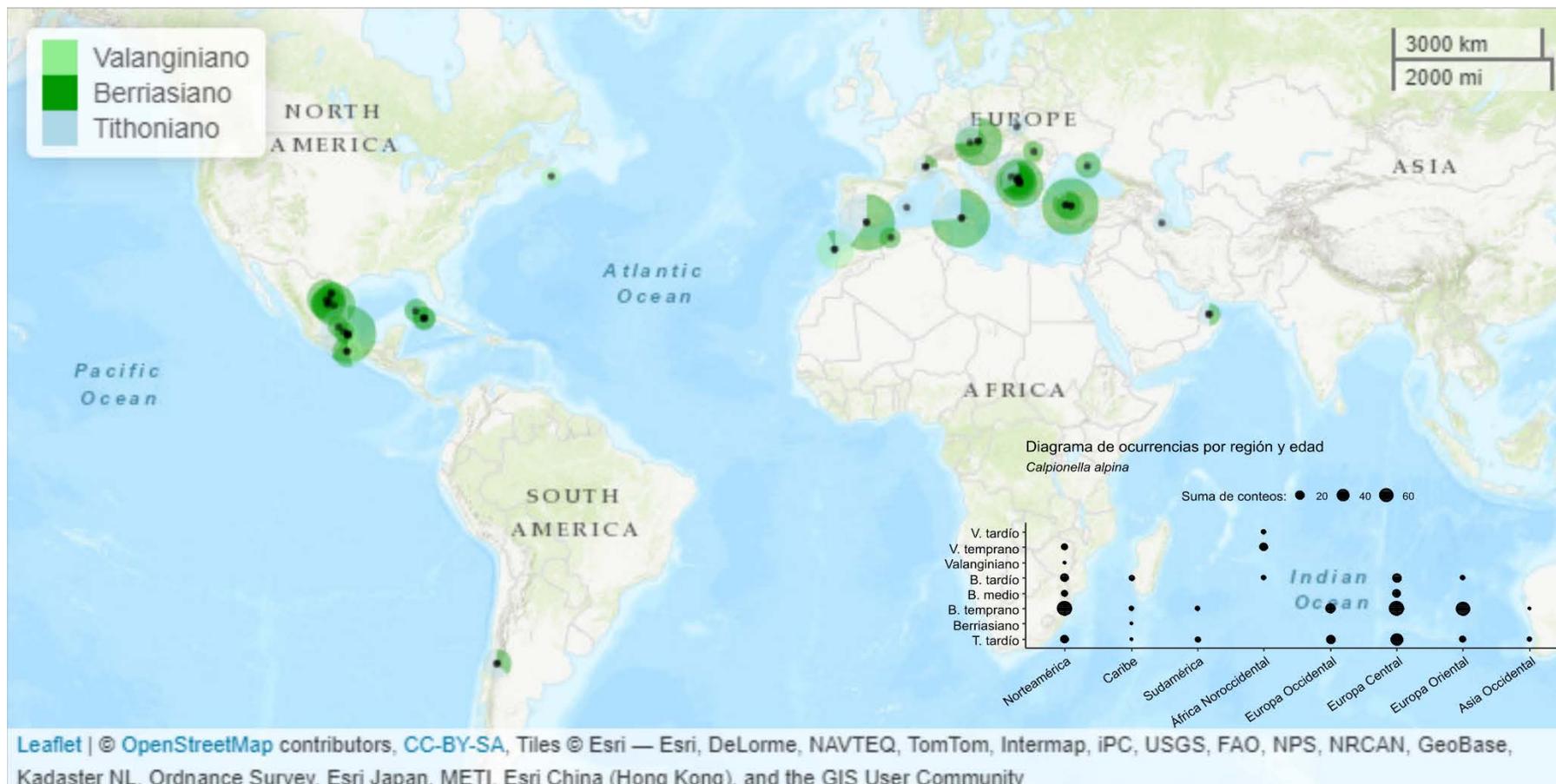


Figura 7. Mapa de distribución de *Calpionella alpina*.

Género *Calpionellopsis* Colom 1948

Especie tipo: *Calpionella oblonga* Cadisch 1932

Especies del género. *Calpionellopsis simplex* (Colom 1939), *Calpionellopsis oblonga* (Colom 1939), *Calpionellopsis procerosimplex* Nagy 1986 y *Calpionellopsis protoblonga* Nagy 1986.

Observaciones sobre el género. *Calpionellopsis* se reconoce de manera general, porque presenta la testa de paredes delgadas, apéndice caudal muy pequeño y perfil recto hasta el anillo oral. En este género, al igual que en *Calpionellites*, el anillo oral interno se separa en dos ramas, con extinción completa a 45° bajo luz polarizada, debido a que las características morfológicas no son conspicuas, es importante tomar en cuenta esta característica bajo el microscopio (Remane, 1985; Jiménez-López *et al.*, 2021).

Remane (1985) incluye en el género a las especies *Calpionellopsis simplex* y *Calpionellopsis oblonga*, pero existen algunas interpretaciones en las que se consideran formas transicionales como ocurre con *C. neocomiensis*. También se ha propuesto una diferenciación en once especies (Nagy, 1986) que complica su utilización en trabajos estratigráficos y se emplean a las especies *C. simplex* y *C. oblonga*. Remane (1985) indica además que la testa de *Calpionellopsis* presenta las paredes laterales paralelas y ligeramente curvas en secciones oblicuas.

Alcance estratigráfico. Berriasiano medio a Berriasiano superior y localmente hasta el Valanginiano inferior (Remane, 1998; Jiménez-López *et al.*, 2021).

Calpionellopsis simplex (Colom 1939)

(Figura 17b)

1939 *Calpionella simplex* Colom, p. 6, lám. 2, fig. 11; lám. 3, fig. 9.

1948 *Calpionellopsis simplex* (Colom 1939) – Colom, p. 256, fig. 11 (10); **1956** - Bonet, lám. 18, figs. 1-2; **1968** – Le Hégarat y Remane, lám. 7, fig. 13; lám. 8, figs. 7-8, 11; **1969** – Borza, lám. 81, figs., 9-11, 14-16; **1977** – Micarelli *et al.*, lám. 16, figs. 15-16; **1979** – Allemann y Remane, lám. 8, fig. 2; **1985** – Remane, fig. 18-9; **1986** – Borza y Michalík, lám. 4, fig. 10; **1991** – Altner y Özkan, lám. 4, figs. 1-2, 5-7; **1991** - Tunç, lám. 4, fig. 2; **1992** - Tunç, lám. 4, Fig. 2; **1992** – Bucur, p. 572, fig. (4) t-v; **1994** – Pop, lám. 2, fig. 1; **1996** - Grün y Blau, lám. 2, fig. 14–15; **1996** – Reháková *et al.*, lám. 1, fig. 4; **1998** – Akyazi y Tunç, lám. 2, fig. 2; **1999** – Lakova *et al.*, lám. 1, fig. 12; **2000** – Benzaggagh, lám. 6, fig. 12; **2006** - Grabowski y Pszczólkowski, fig. 7/I; **2007** – Andreini *et al.*, lám. 2, figs. 10-11; **2008** - Barbu y Melinte-Dobrinescu, lám. 1.6; **2010** - Fözy *et al.*, fig. 9/S; **2011** - Ben Abdessalam-Mahdaoui *et al.*, lám. 1/14–15; **2012** - Benzaggagh *et al.*, figs. 9G-9I. **2013** – Lakova y Petrova, lám. 3, figs. 19-26; lám. 7, figs. 1-2. **2015** – López-Martínez *et al.*, p. 589, fig. 8D; **2021** – Jiménez-López *et al.*, p. 5, fig. 4b.

Descripción. Lórica cilíndrica con poco o nulo ensanchamiento hacia la parte aboral, que es redondeada; la región oral presenta collar sencillo con un surco circular y pequeño en la parte inferior. Los ejemplares tienen 80 µm de longitud por 40 µm de anchura (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Alcance estratigráfico. Berriasiano superior-Valanginiano inferior. En la Sección Padhi se ha reconocido para el nivel CEP-1.005, correspondiente en parte a la subzona Oblonga del Berriasiano superior; el nivel mencionado se trata de mudstone con calpionélidos, espículas de esponjas dispersas y microbivalvos ocasionales (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Distribución geográfica y bioestratigráfica. La especie fue descrita de Europa procedente de la subzona Simplex que corresponde a la parte inferior del Berriasiano superior (Remane,

1963, 1964, 1971; Catalano y Ligouri, 1971; Pop, 1974, 1976; Allemann, Grün y Wiedman, 1975). Algunos autores (Allemann y Remane (1979), Pop (1994), Blanc (1995) y Bulot *et al.*, (1996) consideran la primera presencia de esta especie para el inicio de la Zona D, subzona D1. En Asia Occidental se ha identificado para el Valanginiano temprano de Irán (Benzaggagh *et al.*, 2012) y Turquía (Atasoy *et al.*, 2018). En Europa, se ha descrito de Albania (Köllman y Peza, 1997), Austria (Lukeneder y Reháková, 2004), Bulgaria (Lakova *et al.*, 1999), España (Aguado *et al.*, 2000), Italia (Andreini *et al.*, 2007; Grün y Blau, 1997) y en Norteamérica para México (Ángeles-Villeda, 2004; López-Martínez *et al.*, 2017a; Zell *et al.*, 2015), El Caribe (Prémoli-Silva y McNulty, 1984) y Cuba (López-Martínez *et al.*, 2013), para este último registro se ha citado en la subzona Simplex definida por la primera aparición de *Calpionellopsis simplex* y su registro se considera concurrente con el de *Calpionella simplex* (López-Martínez *et al.*, 2013; Jiménez-López *et al.*, 2021).

Los registros en México incluyen al Berriasiano superior de la región de Minas Viejas, Monterrey, Nuevo León, asociada a *Calpionella alpina* Lorenz 1902, *C. alpina* Cadisch 1932, *Lorenziella hungarica* Knauer y Nagy 1964 y *Calpionellopsis oblonga*, además de presentarse ammonites de los géneros *Olcostephanus*, *Sarasinella*, *Neocomites* y *Distoloceras* (Ángeles-Villeda, 2004; Jiménez-López *et al.*, 2021). También se ha mencionado de afloramientos de Coahuila y Nuevo León, en formaciones del Berriasiano inferior-Berriasiano superior de San Pedro del Gallo, Durango, Puerto Piñones, Monterrey-Linares, y Sierra del Jabalí, considerada un marcador bioestratigráfico puntual para el Cretácico Inferior de México (Adatte *et al.*, 1991; 1996). Zell *et al.* (2015) indican que la presencia de esta especie en combinación con la ausencia de *C. oblonga* permiten definir la presencia de la subzona Simplex para estratos de la formación Tlaxiaco, en Oaxaca, en el sureste de México (Jiménez-López *et al.*, 2021) (Figura 8).



Figura 8. Mapa de distribución de *Calpionellopsis simplex*.

Calpionellopsis oblonga (Colom 1939)

(Figura 171)

1932 *Calpionella oblonga* Cadisch 1932, lám. 3, fig. 20.

1956 *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch 1932) - Bonet, lám. 18, figs. 1-2; **1969** – Borza, lám. 82, figs. 1-6; **1976** – Fülöp, lám. 40, fig. 9; **1975** – Trejo, lám. 4, figs. 4-5, 10-13.23; lám. 5, fig. 3; **1975** - Trejo, lám. 4, figs. 6-8; lám. 5, figs. 17-18; lám. 9, fig. 7; **1979** – Allemann y Remane, lám. 8, figs. 5-6; **1984** – Prémoli-Silva y McNulty, lám. 6, fig. 14; **1985** – Remane, p. 570, fig. (18) 7-8; **1986** – Manivit *et al.*, lám. 4, fig. 4; **1991** – Adatte *et al.*, lám. 1 figs. 7-8; **1991** – Tunç, lám. 4, fig. 3; **1992** – Tunç, lám. 2, fig. 11; **1992** – Bucur, p. 572, fig. (4) x-y; **1994** – Pop, lám. 2, fig. 2; **1999** – Lakova *et al.*, lám. 1 fig.15; **2004** – Marino *et al.*, lám. 3, fig. 10; **2006** - Grabowski y Pszczółkowski, p. 405, fig. 7J; **2007** - Andreini *et al.*, lám. 2, figs. 1, 12; **2008** – Barbu y Melinte-Dobrinescu, lám. 1.7; **2010** - Fözy *et al.*, p. 537, figs. (9) H, O; **2012** – Benzaggagh *et al.*, figs. 9N-9P; fig. 17H; **2012** – Petrova *et al.*, figs. 4.27-4.29; **2013** – López-Martínez *et al.*, p. 202, fig. 7G; **2013** – Okay y Altner, fig. 8.37; **2015** – Boorová *et al.*, p. 103, fig. 6Q; **2015** – López-Martínez *et al.*, p. 589, fig. 8E; **2021** – Jiménez-López *et al.*, p. 6, fig. 4I.

1948 *Tintinnopsella oblonga* (Cadisch 1932) – Colom, lám. 33, fig. 5; p. 256; fig. 13; p. 258, fig. 57; p. 260, fig. 5; **1953** – Brönnimann, figs. 19-21.

1976 non *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch 1932) - Trejo, lám. 6, fig. 8; lám. 18, fig. 13.

Diagnosis. Lórica alargada de paredes laterales convergentes hacia la abertura y con deflexión formada a partir del tercio inferior de la lórica. Algunos ejemplares de *C. oblonga* tienen apéndice caudal cónico (Modificada de Remane, 1985).

Descripción. Lórica tiene cilíndrica con terminación aboral redondeada, con paredes ligeramente convergentes hacia la abertura oral, con diámetro menor que la anchura máxima del cuerpo, la abertura oral generalmente sin presencia de collar. Las dimensiones de los ejemplares son 50 µm de anchura por 80-110 µm de longitud (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Comentarios taxonómicos. De acuerdo con Remane (1985), los ejemplares con formas transicionales de *C. simplex* y *C. oblonga* tienen mucha similitud entre sí. No obstante, los cortes axiales de ambas especies difieren ya que en *C. oblonga* presenta un perfil mucho más estrecho hacia la abertura.

Alcance estratigráfico. Berriasiano superior-Valanginiano inferior. En la Sección Padhi se identificó desde el CEP-1.005 hasta el nivel CEP-1.083 donde es menos frecuente con las últimas identificaciones en el nivel CEP-T-A. Los estratos consisten en mudstone y wackestone con comunes radiolarios y espículas de esponjas, así como escasos cristales de pirita. Los niveles comprenden un intervalo del Berriasiano superior (subzona Oblonga)-Valanginiano inferior (subzona Darderi) (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Distribución geográfica y bioestratigráfica. La primera aparición de *Calpionellopsis oblonga* marca el límite inferior de la Zona Oblonga dentro del Berriasiano superior (Remane *et al.*, 1986), no obstante, el alcance estratigráfico de esta especie abarca hasta el Valanginiano inferior, dentro de las subzonas Oblonga y Major (Pop, 1939), con alcance similar a parte de las subzonas D1 a D3 y a la parte baja de la zona E de Remane (1962). El aumento en la presencia de esta especie sobre formas transicionales de *C. simplex* delimita la subzona Oblonga del Berriasiano superior, con registros subyacentes a los de *Lorenziella hungarica* (Remane, 1985) de la base de la subzona D3, de acuerdo con registros de la Fosa Vocontiana (Allemann y Remane, 1979). Bulot *et al.* (1996) mencionan para la subzona D3 una notable ausencia de *C. oblonga* para el sureste de Francia (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Esta especie se ha mencionado para México en estratos del Berriasiano superior de la región de Minas Viejas, en Monterrey, Nuevo León asociada a *C. alpina* Lorenz 1902 y *Lorenziella hungarica* Knauer y Nagy 1964, además de los ammonites *Olcostephanus*, *Sarasinella*, *Neocomites* y *Distoloceras* (Ángeles-Villeda, 2004). Para el centro-sureste de México, se ha identificado en las regiones de Santa Catarina Ticuá, Oaxaca (Zell *et al.*, 2015) y Tlatlauquitepec, Puebla (López-Martínez *et al.*, 2017a) en asociación con las especies *Calpionella alpina*, *Lorenziella plicata*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *T. subacuta*, *Remaniella colomi* y *R. filipescui*, con registros escasos de *C. simplex* (Jiménez-López *et al.*, 2021) (Figura 9).

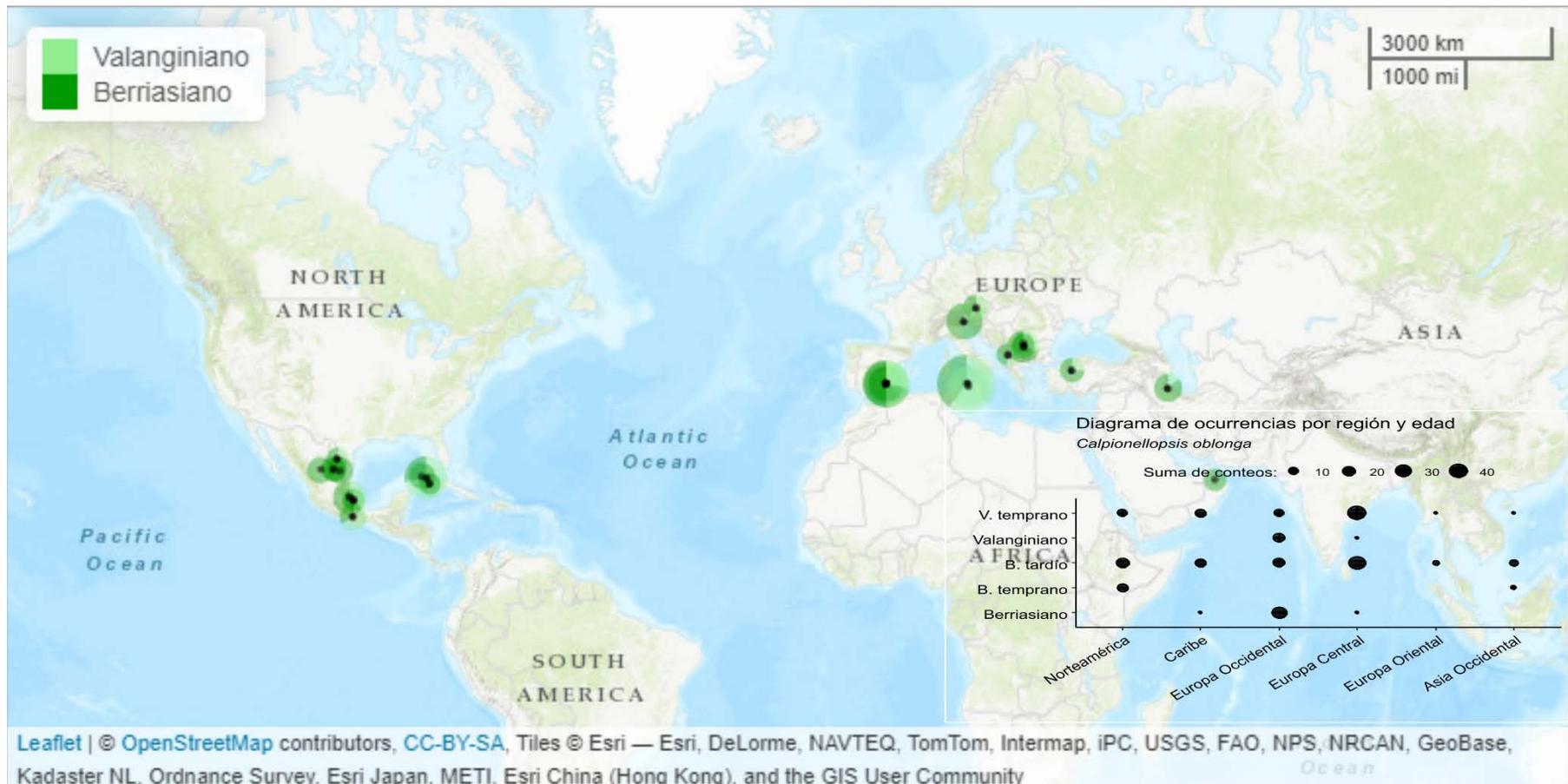


Figura 9. Mapa de distribución de *Calpionellopsis oblonga*.

Género *Tintinnopsella* Colom 1948

Especie tipo: *Calpionella carpathica* Murgeanu y Filipescu 1933

Especies del género. *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu 1933), *T. doliphormis* (Colom 1939), *T. longa* (Colom 1939), *T. subacuta* (Colom 1948), *T. remanei* Borza 1969,

Diagnosis. Las especies de *Tintinnopsella* Colom 1949 tienen collar distintivo con un ángulo abierto, casi recto o recto, hacia afuera de las paredes laterales con deflexión marcada y la abertura con pared muy fina en la región terminal oral. Algunas formas transicionales de *Lorenziella hungarica* son semejantes a *Tintinnopsella* (Remane, 1985).

Alcance estratigráfico. El género se ha descrito para el Tithoniano “medio” al Valanginiano “medio” (Remane, 1998) y algunas especies presentan registros en el Hauteriviano Superior (Blau y Grün, 1997).

Tintinnopsella carpathica (Murgeanu y Filipescu 1933)

(Figura 17c)

1933 *Calpionella carpathica* n. sp. – Murgeanu y Filipescu, p. 63, lám. 1, figs. 20-23.

1934 *Calpionella carpathica* Murgeanu y Filipescu 1933 – Colom, lám. 30, figs. 7-9.

1948 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu 1933) – Colom, lám. 1, figs. 18-21; lám. 13, figs. 1-56; **1953** – Brönnimann, lám. 1, figs. 13-15; **1962** – Remane, p. 10, fig. 1; **1963** – Doben, lám. 6, Fig. 17; **1963** – Remane, lám. 4, figs. 4, 6, 7, 23, 25; lám. 5, fig. 12; **1964** – Remane, lám. 4, figs. 1-25; lám. 5, figs. 23-25; **1968** – LeHégarat y Remane, lám. 6, figs. 15, 16; lám. 7, figs. 7, 9, 14; **1971** – Remane, p. 375, figs. 11-12; **1975** – Trejo, lám. 3, fig. 11; lám. 5, figs. 19-20; lám. 10, fig. 10; lám. 12, figs. 35-39; lám. 16, figs. 1-14; **1976** – Pop, lám. 4, figs., 8-9; lám. Figs. 5-8; lám. 6, figs. 5-6; lám. 7; fig. 10; lám. 8, figs. 10-11; **1976** – Vincent *et al.*, lám. 5, figs. 5-8; **1979** – Allemann y Remane, lám. 8, fig. 7; **1979** – Azéma *et al.*, lám. 14, fig. 7; **1983** – Remane, lám. 1, figs. 8-9; **1985** – Remane,

lám. 18, figs. 22-24; **1986** – **Manivit et al.**, lám. 4, fig. 4; **1991** – **Altner y Özkan**, lám. 2, figs. 1-12; lám. 3, fig. 4; **1992** – **Blau y Grün**, lám. 1, fig. g; **1992** – **Bucur**, p. 572, fig. 4-m; **1994** – **Mekik**, lám. 53, figs. 1-11; **1995** – **Olóriz et al.**, p. 82, lám. 1, figs. 20-23; **1997** – **Ivanova**, lám. 2, figs. 18-19. 123; **2007** – **Andreini et al.**, lám. 1, figs. 16-18, lám. 2, figs. 5, 14-15; **2007** – **Okay y Altner**, lám. 2, figs. 50-52; **2012** – **Benzaggagh et al.**, figs. 13A-13E; **2012** – **Petrova et al.**, fig. 4.19; fig. 6.14-22; **2013** – **Lakova y Petrova**, lám. 1, figs. 35-36; lám. 2, fig. 34; lám. 3, figs. 41-44; lám. 4, figs. 47-49; lám. 5, figs. 38-41; lám. 6, fig. 32; lám. 7, figs. 36-41; **2013** – **López-Martínez et al.**, fig. 5G; **2013** – **Okay y Altner**, fig. 8.39; **2013** – **Wimbledon et al.**, fig. 5.3; **2014** – **Platonov et al.**, figs. 6.23-6.28; **2017** – **Okay y Altner**, figs. 6.38-40; **2017** – **Atasoy**, lám. 3, figs. d-t; **2017** – **Petrova et al.**, figs. 6.16-6.17.; figs. 8.24-8.25; **2021** – **Jiménez-López et al.**, p. 7, fig. 4c.

1969 *Tintinnopsella doliphormis* Murgeanu y Filipescu – **Borza**, lám. 31, figs.1-16.

1997 *Tintinnopsella gr. carpathica* Murgeanu y Filipescu – **Grün y Blau**, lám. 1, figs. 15-16.

Descripción. Lórica alargada, subredondeada, ovoidal o cordiforme con la parte más ancha a la mitad inferior de su longitud; collar divergente curvado hacia afuera casi a 90 ° con respecto a las paredes laterales; apéndice caudal pequeño (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Alcance estratigráfico. Tithoniano superior-Hauteriviano. Para la Sección Padhi se identificaron ejemplares entre los niveles CEP-1.005 y CEP-1.208, correspondientes a la parte alta del Berriasiano superior (subzona Oblonga)-Valanginiano inferior (subzona Darderi). Los estratos corresponden a mudstone y wackestone con radiolarios, calpionélidos, espículas de esponjas y fragmentos de bivalvos, además de algunos niveles de limolita calcárea que presentan bivalvos y espículas de esponjas y otros niveles más con bioturbación baja a moderada (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Discusión. La especie *Tintinnopsella carpathica* se caracteriza por presentar lórica ovoidal con apéndice axial algo prolongado y puntiagudo. El intervalo estratigráfico de la especie es casi coincidente al de la familia Calpionellidae (Tithoniano superior-Valanginiano inferior).

Remane, (1963, 1985) considera que la especie presenta algunas variaciones morfológicas relacionadas a la evolución en tamaño y frecuencia consistentes en una transición entre: **1) formas pequeñas** características de la Zona Crassicollaria, con solamente algunas formas medianas ($80 \times 50 \mu\text{m}$); **2) formas medias** (70 a $90 \mu\text{m} \times 50\text{-}60 \mu\text{m}$) poco frecuentes en la parte inferior de la Zona Calpionella, y **3) algunas formas de tamaño medio** (75 a $80 \mu\text{m} \times 55\text{-}60 \mu\text{m}$) cerca de la Zona “Acme” de *Remaniella*. De acuerdo con Remane (1985), algunos ejemplares pequeños de *Tintinnopsella carpathica* del Tithoniano medio pueden ser homeomorfos de *Chitinioidella bonetti* Doben 1963, con formas que comparten estructura microgranular. Dicho autor considera que *Tintinnopsella longa* es indistinguible de *T. carpathica* dentro de las zonas D1 a E en cortes oblicuos.

Distribución geográfica y bioestratigráfica. *Tintinnopsella carpathica* tiene el alcance estratigráfico más amplio en la familia Calpionellidae. La primera presencia de la especie se incluye en la parte más baja de la subzona A1 (Remane, 1985; Altiner y Özkan, 1991) o la parte más baja de la subzona Remanei (Petrova *et al.*, 2012), con un alcance que se prolonga hasta la zona F (Altiner y Özkan, 1991) o la subzona Oblonga de la zona Calpionellopsis (Petrova *et al.*, 2012). La especie tiene particular presencia en las Zonas A y B de Remane (1965) (transición entre las Zonas Crassicollaria, Tithoniano superior y parte baja de la Zona de Calpionella, de la parte baja del Berriasiano inferior).

Para Europa, la especie se ha registrado desde la parte baja de la subzona Oblonga (Tithoniano medio) hasta la parte alta de la zona *Tintinnopsella* (Hauteriviano Inferior) (Lakova *et al.*, 1999), con distribución en el este del Mediterráneo donde se asocia mayormente con *Calpionella elliptica* (Remane, 1985). Por su parte, Platonov *et al.* (2014) mencionan que el alcance estratigráfico de esta especie abarca del Tithoniano superior al Berriasiano inferior con distribución geográfica que incluye Crimea, Turquía, Irán, los Cárpatos del Oeste y del Sur, los Alpes del Norte, Hungría, el sureste de España, los Balcanes, el norte de África, así como América del Norte y Centroamérica.

En la región del Caribe se ha citado de manera muy común para Sierra Los Órganos en Cuba, en asociación con las primeras apariciones de *Tintinnopsella longa* y en conjunto con *Calpionella alpina* Lorenz 1902 y *C. elliptica* Cadisch 1932 (López-Martínez *et al.*, 2013; Jiménez-López *et al.*, 2021). Para el noreste de México, Adatte *et al.* (1991) consideran que la especie está bien representada en la región de Iturbide, Nuevo León, desde el nivel IT-21.2, y tiene presencia de formas de mayor tamaño hacia la parte alta de su sección estratigráfica. También se ha descrito la especie para el Tithoniano superior en el suroeste de América dentro de la Cuenca Neuquina, Argentina, en la subzona Colomi (zona de Crasicollaria; López-Martínez *et al.*, 2017b) (Figura 10).

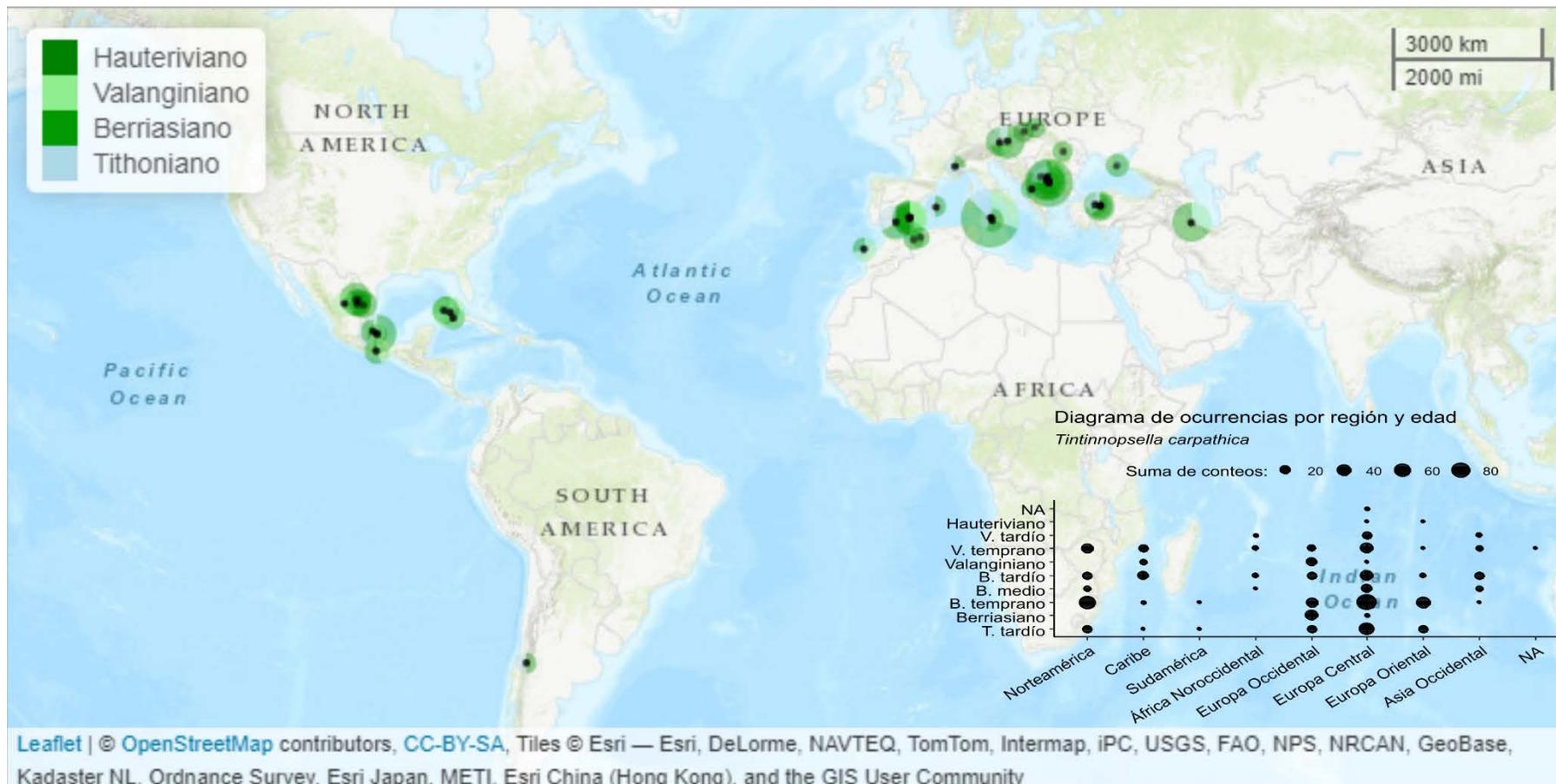


Figura 10. Mapa de distribución de *Tintinnopsella carpathica*.

Tintinnopsella longa (Colom 1939)

(Figuras 17h y 17i)

1939 *Calpionella longa* Colom 1939, lám. 2, fig. 9.

1969 *Tintinnopsella longa* (Colom 1939) – Borza, lám. 79, figs. 9-16; **1975** – Trejo, lám. 5, figs. 4-10; lám. 6, figs. 15-16; lám. 17, figs. 1-5; **1976** – Pop, lám. 5, figs. 9-10; lám. 6, fig. 7; lám. 7, fig. 11; lám. 8, fig. 12. **1979** – Azéma *et al.*, lám. 14, fig. 8; **1985** – Remane, fig. 18/25; **1986** - Borza y Michalík, lám. 4, fig. 6; **1988** – Benzaggagh, lám. 5, fig. 29; **1991** – Altner y Özkan, lám. 2, figs. 14, 17; **1995** – Olóriz *et al.*, lám. 1, fig. 24; **1997** – Blau y Grün, lám. 1, fig. 19; **1998** - Akyazi y Tunç, lám. 1, fig. 4; **1999** – Vašiček *et al.*, lám. 5, fig. 16; **2000** - Benzaggagh, lám. 6, fig. 11; **2004** – Pszczółkowski y Myczynski, p. 150, lám. 15, fig. 19; **2007** – Okay y Altner, lám. 2, figs. 53-54. **2008** – Barbu y Melinte-Dobrinescu, lám. 1, fig. 9; **2010** – Fözy *et al.*, p. 537, fig. 9/Q; **2012** – Benzaggagh *et al.*, figs. 11U-11Y, 17Y; **2013** – Okay y Altner, fig. 8.38; **2014** – Platonov *et al.*, fig. 6.29; **2017** – Petrova *et al.*, fig. 8.21; **2021** – Jiménez-López *et al.*, p. 8, figs. 4h, 4i.

1969 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu 1933) – Borza, lám. 79, figs. 9–11, 15; **1991** – Altner y Özkan, lám. 2, fig. 10.

Diagnosis. Lórica alargada y cilíndrica con cuello divergente, plano o con una ligera curvatura; región aboral redondeada o con el apéndice caudal pequeño; paredes laterales subparalelas, con una ligera convergencia hacia la abertura oral.

Descripción. Lórica en forma de campana a subcilíndrica, con un ligero ensanchamiento hacia el primer tercio; región aboral redondeada y parte oral amplia; collar con paredes paralelas. Los ejemplares tienen dimensiones de 55 a 60 µm de ancho por 140 a 155 µm de largo (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Alcance estratigráfico. Tithoniano superior (parte inferior no basal de la subzona Elíptica)-Valanginiano inferior (parte superior de la Zona Calpionella). En la Sección Padhi se presentan ejemplares de esta especie en la mayoría de los estratos que comprenden un alcance estratigráfico del Berriasiano superior (subzona Oblonga) al Valanginiano inferior (subzona Darderi), y con registros más conspicuos en niveles de mudstone y wackestone con calpionélidos, radiolarios y microbivalvos dispersos, algunos de estos niveles tienen bioturbación baja a moderada (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Discusión. *Tintinnopsella longa* puede confundirse con *Tintinnopsella carpathica*, pero esta segunda especie tiene por lo general menor tamaño y apéndice caudal más grande.

Distribución geográfica y bioestratigráfica. Olóriz *et al.* (1995) indican que formas transicionales de *T. longa* están precedidos por *T. carpathica*. La especie se presenta sobre todo en el Berriasiano de Europa, distribuida geográficamente en Irán, el Cáucaso, Turquía, los Cárpatos occidentales y meridionales, el suroeste de Hungría, el sureste de España, el sureste de Francia, los Balcanes, Argelia y América Central (Platonov *et al.*, 2014). Esta permite definir la base de la subzona Longa para el Berriasiano medio, por arriba de la subzona Elíptica y por debajo de las primeras apariciones de *Calpionellopsis simplex*, con un registro de la base del Berriasiano superior (subzona Simplex)-parte media del Valanginiano inferior (parte media de la subzona Major) según registros del oeste de Sicilia, Italia (Andreini *et al.*, 2007). Sin embargo, Pop (1994) propone que la especie tiene una edad que llega al Valanginiano superior (parte baja de la zona Tintinnopsella) (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Para los Balcanes occidentales, Lakova *et al.*, (1999) describen a la especie con una distribución estratigráfica que incluye al Berriasiano medio (parte alta de la subzona Elíptica)-Valanginiano inferior (parte baja de la subzona Darderi), en asociación con *Calpionella minuta*, *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, *Lorenziella hungarica*, *L. plicata*, *C. darderi* y *Tintinnopsella subacuta*.

Lukeneder *et al.*, (2009) y Reháková *et al.*, (2009) proponen para Austria registros de *Tintinnopsella longa* en la base de la subzona Elíptica, donde además se incluye las especies *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *T. carpathica*, *Remaniella catalanoi*, *R. duranddelgai* y *Lorenziella hungarica* (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Ángeles-Villeda (2004) y Jiménez-López *et al.* (2021) mencionan la presencia de la especie en el intervalo estratigráfico del Berriasiano superior-Valanginiano inferior, para Minas Viejas, Monterrey, Nuevo León, (Figura 11).

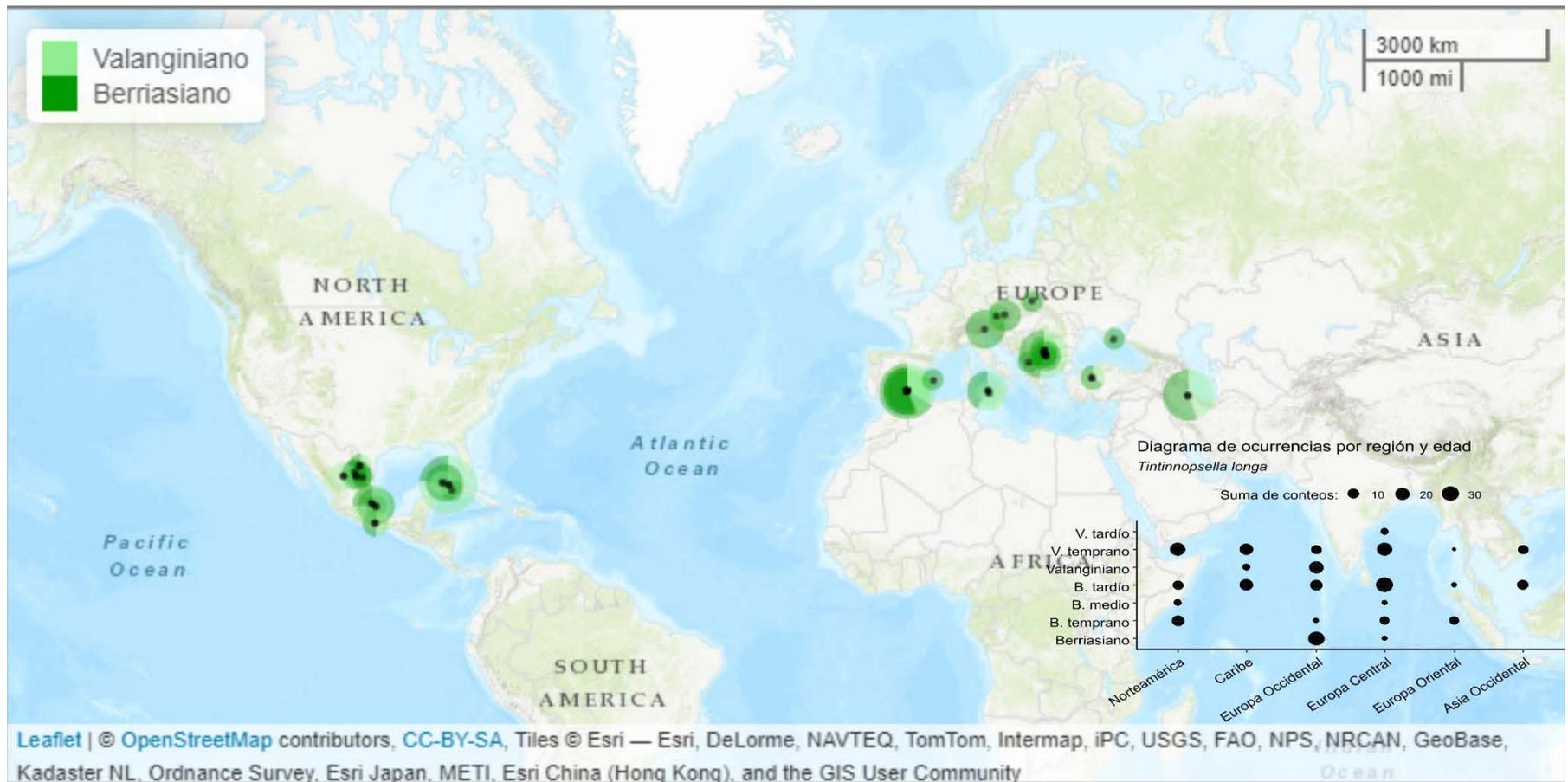


Figura 11. Mapa de distribución de *Tintinnopsella longa*.

Tintinnopsella subacuta (Colom 1948)

(Figuras 16f y 16g)

2012 *Tintinnopsella subacuta* (Colom 1948) – Petrova *et al.*, fig. 5.36;
2013 – Lakova y Petrova, lám. 7, figs. 42-44; **2015** – Boorová *et al.*, fig. 6M;
2017 – López-Martínez *et al.*, fig. 3I; **2017** – Omaña *et al.*, fig. 4-1;
2017 – Petrova *et al.*, figs. 6.20-6.2, 8.19-8.20; **2021** – Jiménez-López *et al.*, p. 8,
figs. 4f, 4g.

Diagnosis. Forma alargada con anillo oral divergente y elongado, inclinado en un ángulo de 45° con respecto a la pared de la lórica, ligeramente más gruesa y ancha hacia la parte media; la región aboral es redondeada o con apéndice caudal corto.

Descripción. Lórica muy alargada con una relación longitud/anchura mayor a 2.5, con engrosamiento en la pared hacia la mitad de la longitud; collar con forma de embudo, separado de las paredes laterales en un ángulo mayor o igual a 45° (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Alcance estratigráfico. Lakova *et al.* (1999) indican que la especie se presenta entre el Berriasiano superior (parte baja de la subzona Oblonga)-Valanginiano superior (parte media de la zona *Tintinnopsella*) para formaciones de Europa, con registros semejantes a los de *Lorenziella hungarica* y *Lorenziella plicata*.

En la Sección Padhi existen ejemplares entre los niveles CEP-1.032 y CEP-1.062, de la parte alta del Berriasiano superior (subzona Oblonga); la litología consiste en mudstone bioturbado o mudstone con gradación y presencia de calpionélidos y espículas de esponjas (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Distribución geográfica y bioestratigráfica. Pop (1994) la incluye en un intervalo restringido al Berriasiano superior (parte baja de la Subzona Oblonga)-Valanginiano medio (parte media de la subzona Major). Sin embargo, Lakova *et al.* (1999) mencionan que la

especie tiene un registro del Berriasiano superior (subzona Longa)-Valanginiano superior (parte media de la Zona Tintinnopsella) en los Balcanes del Oeste.

Para el Caribe se han identificado ejemplares en Sierra Los Órganos, Cuba, en un intervalo muy diversificado de la Zona Calpionellopsis en el que se presentan las especies *Tintinnopsella longa* Colom, *T. carpathica* (Murgeanu y Filipescu), *Amphorellina lanceolata* Colom, *Calpionella minuta* Houša, *Lorenziella plicata* LeHégat y Remane, *Remaniella duranddelgai* Pop, *R. filipescui* Pop y *R. cadischiana* (Colom) (López-Martínez *et al.*, 2013; Jiménez-López *et al.*, 2021).

Para México, se tienen registros en Tlatlauquitepec, Puebla, en la Zona Calpionellopsis, subzona Oblonga, en asociación con las especies de *Lorenziella plicata* Remane, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu), *T. longa* Colom, *Remaniella colomi*, *R. filipescui* y formas globulares de *C. alpina* Lorenz (López-Martínez *et al.*, 2017a; Jiménez-López *et al.*, 2021). También se ha citado el Tithoniano superior de la región de Tamazunchale, San Luis Potosí, dentro de la zona Crassicollaria, subzona Colomi (López-Martínez *et al.*, 2015; Jiménez-López *et al.*, 2021). Además, Zell *et al.*, (2016) la mencionan para el Berriasiano medio y tardío de Santa Catarina Ticuá, Oaxaca, en asociación con *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Calpionellites* sp., *Remaniella cadischiana*, *R. colomi*, *R. ferasini* y *Tintinnopsella carpathica* (Figura 12).

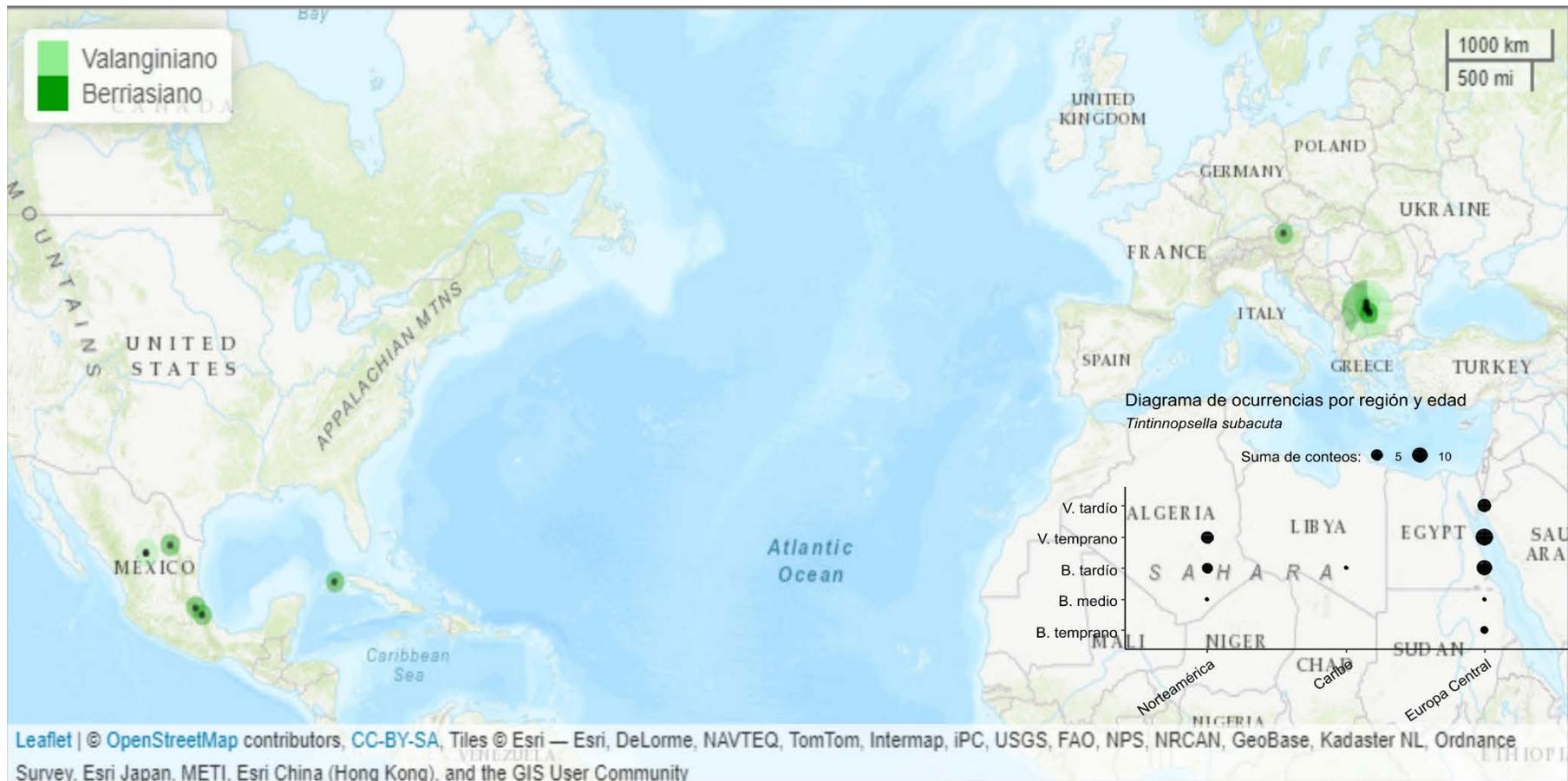


Figura 12. Mapa de distribución de *Tintinnopsella subacuta*.

Género *Remaniella* Catalano 1965

Especie tipo: *Tintinnopsella cadischiana* Colom 1948

Especies del género. *Remaniella cadischiana* (Colom 1948), *R. ferasini* Pop 1994, *R. borzai* Pop 1994, *R. catalanoi* Pop 1996, *R. colomi* Pop 1996, *R. duranddelgai* Pop 1996.

Diagnosis. Calpionélidos con lórica variable de forma ovoidal, cilíndrica, cilíndrica-elongada o campanada; collar con dos anillos circum-orales; terminación aboral con apéndice caudal regularmente bien definido (Pop, 1994); el collar compuesto tiene orientación oblicua con extinción a 45° con respecto a los anillos interiores, la lórica presenta extinción total recta (Catalano, 1965; Catalano y Ligouri, 1971; Pop, 1994).

Alcance estratigráfico. Las diferentes especies de *Remaniella* del dominio del Tetis se encuentran aproximadamente desde la parte media del Berriasiano inferior en las zonas de ammonites Jacobi y Grandis, que corresponden a la parte alta de la subzona Massutiniana-subzona Alpina, hasta el Valanginiano inferior, en las subzonas Ferasini (Zona Calpionella) y Major (Zona Calpionellites) (Allemann *et al.*, 1971; Pop, 1964).

Remaniella cadischiana (Colom 1948)

(Figura 17d)

1948 *Tintinnopsella cadischiana* Colom, p. 247, figs. 12-25, 12-26, 12-34, 12-40.

1948 ? *Tintinnopsella cadischiana* Colom, p. 247, fig. 12-35.

1969 *Calpionellites? dadayi* (Colom 1948) – Borza, lám. 84, figs. 7-8.

1969 *Remaniella cadischiana* (Colom 1949) – Borza, p. 97, lám. 81, figs. 1-8; 1976 – Pop, lám. 5, figs. 11-12; lám. 7, fig. 13; lám. 8, fig. 9; 1976 – Vincent *et al.*, lám. 4, fig. 20; 1977 - Micarelli *et al.*, lám. 15, fig. 14; 1979 – Allemann y Remane, lám. 8, figs. 4, 11; 1979 – Azéma *et al.*, lám. 14, fig. 9; 1985 – Remane, fig. 18/19; 1986 - Borza y Michalík, lám. 4, fig. 7; 1988 – Benzaggagh, lám. 5, fig. 28. 1991 – Altiner y Özkan, lám. 5, figs. 4-6, 4-9; 1991 – Tunç, lám. 3, fig.7; 1994 – Colom, p. 324, fig. 1c; lám. 1, figs. 1-4. 1995 – Olóriz *et al.*, p. 84, lám. 1,

fig. 25; **1996** – Grün y Blau, lám. 1, figs. 4-7; 1, fig. 25; **1997** - Grün y Blau, lám. 2, fig. 1; **1998** – Reháková, lám. 1, figs. 16-17; **2004** - Pszczółkowski y Myczyński, fig. 9/4; **2006** – Grabowski y Pszczółkowski, p. 405, fig. 7H; **2010** - Fözy *et al.*, p. 537, fig. 9K; **2012** – Benzaggagh *et al.*, figs. 10E-10G, 17L; **2012** – Petrova *et al.*, p. 62, figs. (6), 7-8; **2013** – Okay y Altuner, fig. 8.35; **2013** - Lakova y Petrova, lám. 3, fig. 18; lám. 7, figs. 23-24; **2015** – Boorová *et al.*, p. 103, fig. 6F; **2016** - Maalaoui y Zargouni, p. 50, figs. (4) 13-14; **2017** – Petrova *et al.*, figs. 6.24-6.25, 8.30; **2021** – Jiménez-López *et al.*, p. 10, fig. 4d.

1996 *Borzaiella atava* Grün y Blau – Grün y Blau, lám. 2, figs. 1-3; **1997** – Grün y Blau, lám. 2, fig. 3.

1996 *Praecalpionellites dadayi* Knauer, Grün y Blau, lám. 1, figs. 1-3; **1997** – Grün y Blau, lám. 2, fig. 5; **2007** – Marino *et al.*, lám. 3, fig. 13; **2010** - Fözy *et al.*, 537, fig. 9C.

1997 *Praecalpionellites filipescui* (Pop 1986) – Grün y Blau, lám. 2, fig. 4.

2007 “*Praecalpionellites*” *dadayi* Knauer – Andreini *et al.*, lám. 2, fig. 21.

2007 *Remaniella filipescui* Pop 1986 – Andreini *et al.*, lám. 2, figs. 20, 22a.

2008 *Remaniella filipescui* (Catalano 1965) – Barbu y Melinte-Dobrinescu, lám. 1.5.

Diagnosis. Lórica cilíndrica y alargada; collar formado por dos anillos circum-orales, divergentes y desprendidos, desiguales en longitud y oblicuos; parte aboral aguda o con un apéndice caudal tenue; el anillo interior no deformado muestra extinción bajo luz polarizada a 45° (Modificada de Pop, 1964).

Descripción. Lórica cilíndrica a subcilíndrica, ligeramente ovoidal, regularmente ensanchada hacia la parte media de la longitud total; grosor de la pared homogéneo, aunque en algunos ejemplares se presenta un ligero aumento del mismo cerca de la mitad de la longitud. Las dimensiones de la lórica (sin apéndice caudal) son de 90 a 150 µm de largo por 60 a 80 µm de ancho, con relación longitud/anchura mínima de 1.5; collar con dos anillos circum-orales independientes, divergentes y oblicuos; el anillo exterior puede ser curvo estar sobre el anillo interior, que es más corto (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Discusión. Pop (1994) diferencia esta especie de *R. borzai*, por la forma del collar que es lenticular en *R. cadischiana*. La especie *R. cadischiana* puede además confundirse con *Tintinnopsella longa* cuando carece de collar (Colom 1939). El extremo oral interno de la lórica se puede presentar un espacio pequeño donde se inserta el anillo interno, lo que sugiere que esta especie se encuentra en el origen del género *Calpionellopsis*.

Alcance estratigráfico. Berriasiano medio-parte más alta del Valanginiano inferior. En la Sección Padhi se reconoció esta especie entre los niveles CEP-1.034 y CEP-1.256, entre de las subzonas Oblonga y Darderi. Los estratos correspondientes están conformados por wackestone de calpionélidos en el que se exhibe fábrica laminar, alternados con facies de wackestone-packstone de calpionélidos y espículas de esponjas, así como algunos niveles de mudstone de radiolarios y calpionélidos (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Distribución geográfica y bioestratigráfica. Pop (1994) considera que esta especie tiene un alcance estratigráfico que comprende del Berriasiano medio (subzona Elíptica) a la parte alta del Valanginiano inferior (subzona Major), donde el registro es casi paralelo al de *Remaniella borzai*, *R. filipescui* y *R. ferasini*. Vincent *et al.*, (1980) identifican a *Remaniella cadischiana* en estudios de aguas del Atlántico del Este, particularmente en la Cuenca de Marruecos, con registros que se encuentran a partir de la base del Berriasiano (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Para el Golfo de México se ha descrito la especie dentro de un intervalo comprendido cerca de la transición Tithoniano/Berriasiano, dentro de la parte baja de la zona B (subzona Alpina) a la zona E (zona Calpionellites) en asociación con *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsella longa*, *T. carpathica* y *Calpionellopsis oblonga* (Deep Sea Drilling Project, Leg 71; Prémoli-Silva y McNulty, 1984). En la región mencionada se ha definido la subzona D3 para el límite Berriasiano/Valanginiano en afloramientos en los que se tiene en conjunto a las especies de *R. cadischiana* y *Remaniella dadayi* (Deep Sea Drilling Project, Leg 71; Prémoli-Silva y McNulty, 1984; Jiménez-López *et al.*, 2021).

Para el noroeste de México se ha encontrado en la Formación Taraises, en Durango, para la subzona Darderi, en asociación con las especies *Lorenziella plicata*, *L. hungarica*, *Remaniella filipescui*, *R. cadischiana*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *T. subacuta*, *Praecalpionellites murgeanui*, *P. sirianensis* y *Calpionellites darderi* y *C. coronatus* (Omaña *et al.*, 2017; Jiménez-López *et al.*, 2021).

Para el sureste de México se tienen registros de esta especie en la Asociación 1 (subzona Cadischiana, Grün y Blay, 1997; Andreini *et al.*, 2007) y la Asociación 2 (subzona Simplex) descritas por Zell *et al.* (2015). La Asociación 1 de Zell *et al.* (2015) se caracteriza por la presencia de formas esféricas de *Calpionella alpina* Lorenz, 1902 y la dominancia de *Tintinnopsella* cf. *carpathica* (Murgeanu y Filipescu, 1933) y *Tintinnopsella* sp., mientras que en la Asociación 2 tiene baja abundancia de calpionélidos, pero también se encuentran las especies *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu, 1933), *Calpionella alpina* Lorenz, 1902 y, en menor abundancia, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu, 1933) (Figura 13).



Figura 13. Mapa de distribución de *Remaniella cadischiana*.

Remaniella catalanoi Pop 1996

(Figura 43e)

1995 *Remaniella cadischiana* (Colom 1949) – Olóriz *et al.*, lám. 1, fig. 25;
2007 - Andreini *et al.*, lám. 2, figs. 7, 8.

1996 *Remaniella catalanoi* n. sp. Pop, p. 320, figs. 10-15.

1997 *Remaniella catalanoi* Pop - Grün y Blau, lám. 1, figs. 13, 14; **1998** – Reháková, p. 446, lám. 1, figs. 3-5; **2007** – Andreini *et al.*, p. 191, lám 1, figs. 32a, b; lám. 2, figs. 4a, b; **2009** – Reháková *et al.*, lám. 2, fig. 8; **2012** – Petrova *et al.*, figs. 6.4-6.6; **2013** – Lakova y Petrova, lám. 6, fig. 55; **2013** – López-Martínez *et al.*, fig. 6A; **2016** – Maalaoui y Zargouni, p. 50, fig. (4) 16; **2017** – Petrova *et al.*, fig. 6.26; **2021** – Jiménez-López *et al.*, p. 11, fig. 4e.

Diagnosis. Lórica cilíndrica con polo aboral generalmente cónico, con apéndice caudal corto; abertura oral alargada con un collar bipartita; el ancho máximo se sitúa en la región oral; relación longitud/anchura superior a 1.5. La lórica del holotipo presenta una longitud de 80 µm por 60 µm de ancho, con una relación longitud/anchura cercana a 1.3 (Pop, 1996). Los dos anillos del collar están disyuntos y bien diferenciados con el anillo interno triangular, con extinción recta a 45° bajo luz polarizada; el anillo externo tiene perfil lateral lenticular, alargado, ligeramente curvado hacia afuera de la lórica (Pop, 1996).

Descripción. Lórica con un aligera curvatura hacia afuera, con la sección transversal más ancha cerca de la mitad de la longitud de la lórica; anillos orales bien diferenciados; anillo exterior muy delgado y ligeramente curvado hacia la parte superior; anillo oral externo doblado ligeramente hacia afuera de la lórica (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Discusión. La especie es similar *Remaniella borzai* aunque difiere de esta especie por presentar una forma menos cilíndrica. Se diferencia además de las especies *R. ferasini*, *R. filipescui* y *R. duranddelgai* por rasgos en los collares sobre lo cual, en *R. catalanoi*, se presenta anillo interno filiforme (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Alcance estratigráfico. Parte alta del Berriasiano inferior (parte inferior de la subzona Ferasini)-Valanginiano inferior (subzona Murgeanui). En la sección analizada se ha encontrado en el nivel CEP-1.063, el cual se trata de un mudstone de calpionélidos, radiolarios y microbivalvos con algunas zonas que tienen laminaciones (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Distribución geográfica y bioestratigráfica. *Remaniella catalanoi* es una especie inicialmente identificada para el Berriasiano-Valanginiano (subzonas Ferasini-Murgeanui) de Rumania (Pop, 1996), aunque en la región del Mediterráneo y particularmente para Sicilia, Italia, el intervalo estratigráfico en el que se ha identificado incluye poco a muy poco frecuentes desde la parte inferior no basal del Berriasiano inferior, zona Calpionella (subzona Remmaniella), hasta la parte baja-media del Berriasiano medio, dentro la zona Calpionella (subzona Cadischiana) (Andreini *et al.*, 2017). Grün y Blau (1997) consideran que los primeros registros esta especie permiten diferenciar la subzona Catalanoi correspondiente parcialmente a la subzona A3 de Remane (1963, 1964, 1971) de la Fosa Vocontiana, esta subzona pertenece a la parte más alta del Tithoniano hasta la base del Berriasiano y se caracteriza por la presencia de los calpionélidos *Calpionella alpina* (variedad grande), *Crassicollaria brevis*, *C. massutiniana*, *C. parvula*, *C. cf. intermedia* y *Remaniella ferasini*. De acuerdo con Grün y Blau (1997) la división tripartita propuesta por Trejo (1975, 1980) para la subzona Cadischiana es equivalente a la subzona Colomi (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Para México se tienen registros de esta especie solamente en Tlatlauquitepec, Puebla dentro del Valanginiano inferior, en la Zona Calpionellites, subzona Darderi, asociada a las especies *Calpionella alpina*, *Calpionellites darderi*, *Remaniella filipescui* y *Calpionellopsis oblonga* (López-Martínez *et al.*, 2017b; Jiménez-López *et al.*, 2021) (Figura 14).

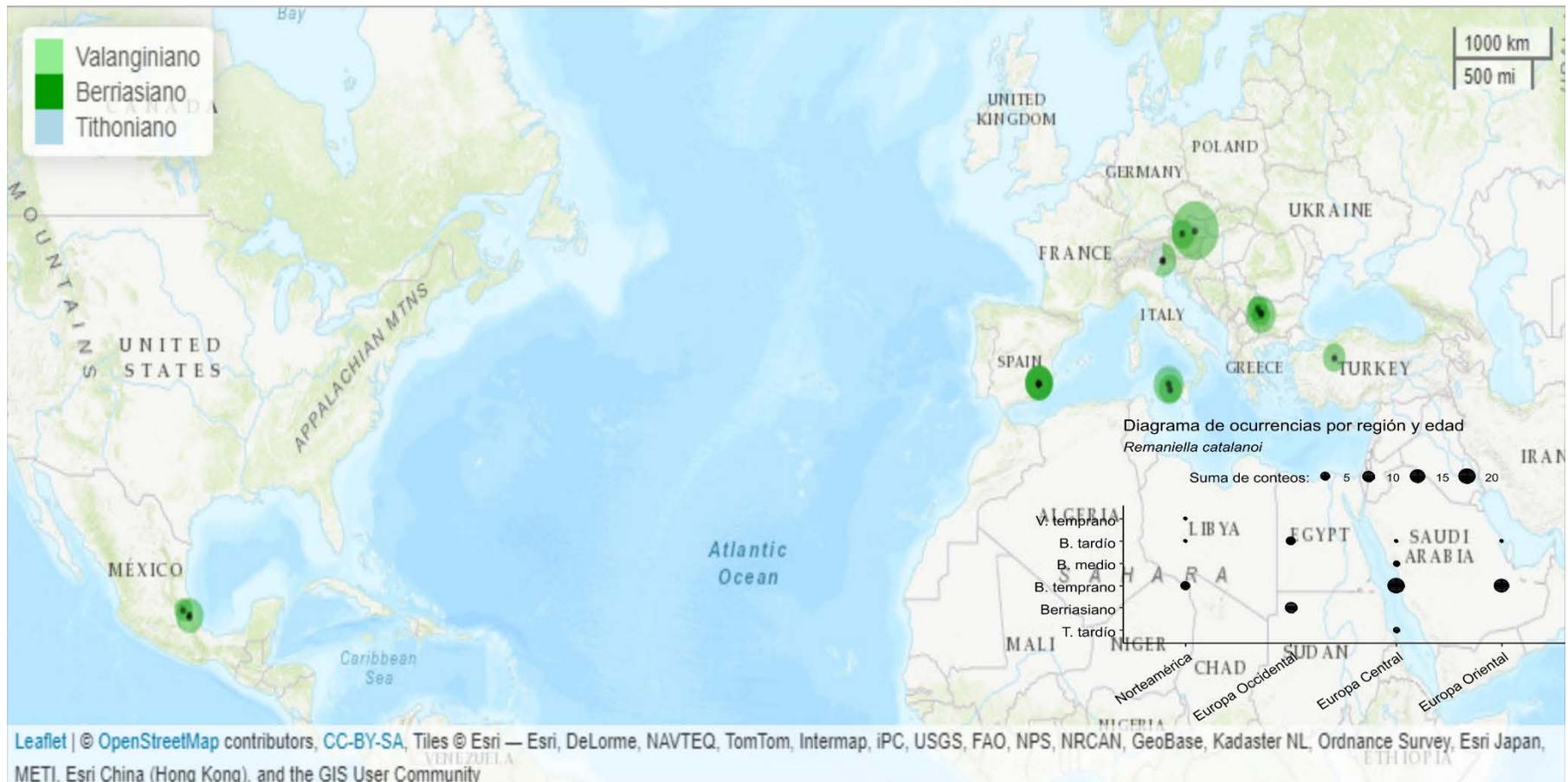


Figura 14. Mapa de distribución de *Remaniella catalanoi*.

Género *Calpionellites* Colom 1948

Especie tipo: *Calpionellites darderi* (Colom 1934)

Especies del género. *Calpionellites darderi* (Colom 1934), *C. major* (Colom 1948), *C. caravacensis* Allemann 1971, *C. coronata* Trejo 1975, *C. coronatus* Trejo 1975.

Diagnosis. Este género se caracteriza porque presenta una constricción oral que forma una deflexión con un ángulo de 45° hacia adentro de las paredes laterales. En este género se desarrolla collar interno que forma un doble borde cónico en la abertura oral, a manera de embudo.

Calpionellites darderi (Colom 1934)

(Figuras 17j y 17k)

1934 *Calpionella darderi* n. sp. Colom, lám. 31, fig. 3.

1948 *Calpionellites darderi* (Colom 1934), Colom, p. 258, fig. (12) 1-15; **1956** - Bonet, lám. 16, fig. 2; **1976** – Trejo, lám. 18, fig. 2; **1985** – Remane, p. 570; fig. (18) 5-6; **1991** – Adatte *et al.*, lám. 1, fig. 4; **1991** – Altner y Özkan, lám. 5, figs. 11-16; **1991** – Tunç, lám. 4, figs. 4-5; **1994** – Pop, lám. 2, figs. 7, 8; **1997** – Grün y Blau, lám. 2, fig. 12; **2004** – Marino *et al.*, lám. 3, fig. 16; **2007** – Andreini *et al.*, lám. 3, fig. 5; **2007** – Okay y Altner, lám. 2, fig. 56-61; **2010** – Fözy *et al.*, p. 537, fig. 9A-9B; **2013** – Lakova y Petrova, lám. 4, figs. 20-24; lám. 7, figs. 25-26; **2015** – Boorová, p. 103, fig. 6S; **2021** – Jiménez-López *et al.*, p. 11, figs. 4j, 4k.

1976 non *Calpionellites darderi* (Colom 1934) -Trejo, lám. 18, fig. 5.

Diagnosis. Esta especie se caracteriza porque la rama interna de los collares tiene sobrecrecimiento cerca de las paredes laterales, lo que resulta en una constricción oral. Se diferencia de *C. coronatus* porque ésta desarrolla una prolongación en el collar interno flexionada hacia afuera.

Descripción. *Calpionellites darderi* se caracteriza por una restricción oral, que resulta de una deflexión hacia la parte interna del collar, justo por debajo del final de la pared de la lórica. La especie *C. major* tiene semejanza, pero se diferencia por su forma acampanada y por el tamaño más corto de la lórica, siendo las especies *C. coronatus* y *C. caravacensis* también semejantes, pero de menor tamaño y con collar simple.

Alcance estratigráfico. Berriasiano superior-Hauteriviano inferior. En la Sección Padhi se ha identificado entre los niveles CEP-1.113 y CEP-1.256 que corresponden a mudstone y wackestone de calpionélidos y radiolarios con ocasionales microbivalvos y zonas bioturbadas, además de un nivel de limolita calcárea con algunas zonas de fábrica laminada bien definida; estos niveles corresponden al Valanginiano inferior (subzona de *Calpionellites darderi*) (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Discusión. De acuerdo con Remane (1985), la especie *Remaniella murgeanui* (Pop 1994) presenta también un collar en forma de embudo muy marcada; esta especie se considera transicional entre las formas típicas de *Remaniella* y *Calpionellites darderi* (Colom 1934). A su vez, *Remaniella murgeanui* (Pop 1944) se diferencia claramente de *C. darderi* por presentar: 1) presentar paredes laterales rectas, 2) contar con un tamaño más grande generalmente, y 3) anillos orales divergentes y sin una marcada inclinación hacia el interior de la abertura oral. Pop (1994) considera que para el Valanginiano es posible que haya ocurrido una derivación entre las formas de *Praecalpionellites murgeanui*, *P. sirianensis*, *C. darderi*, *C. uncinata* y *C. coronata* (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Aunque la distinción entre *C. darderi* y *C. coronata* es algo compleja, la separación de estas especies no influye drásticamente en la bioestratigrafía ya que el intervalo de *C. coronatus* es muy semejante (casi paralelo) al de la otra especie (Remane, 1985). Adatte *et al.* (1991) mencionan además que algunos ejemplares de México pueden confundirse con la especie considerada precursora, *Remaniella murgeanui* (Pop 1994) = *Remaniella dadayi* y agregan que la transición es muy rápida como para que el error estratigráfico en el que se incurra sea prácticamente insignificante (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Distribución geográfica y bioestratigráfica. *Calpionellites darderi* presenta distribución amplia (Bulot *et al.*, 1996, Aguado *et al.*, 2000) e incluye registros del Valanginiano temprano-Valanginiano tardío de Europa en España (Aguado *et al.*, 2000), Italia (Andreini *et al.*, 2007), Austria (Lukeneder y Reháková, 2004), Bulgaria (Lakova *et al.*, 1999), Turquía (Atasoy *et al.*, 2018); el Valanginiano temprano de Marruecos (Vincent *et al.*, 1980), Irán (Benzaggagh *et al.*, 2012), El Caribe (Prémoli-Silva y McNulty, 1984 Myczynski, 1989).

Para el noreste de México se ha identificado a la especie en secciones de San Lucas y La Huasteca, en San Luis Potosí, en conjunto con *Calpionellopsis oblonga* dentro de la parte basal de la zona Calpionellites (Adatte *et al.*, 1991). Los registros de calpionélidos del Valanginiano temprano que se presenta en esta región incluyen a *Calpionellites caravacensis*, *C. coronatus*, *Remaniella borzai*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa* y *T. subacuta* (Adatte *et al.*, 1991). Longoria (1977) indica que la primera aparición de *C. darderi* dentro de la subzona nombrada por el autor (*op. cit.*) como C1-3 considerada igualmente como “Zona de Rango Total de *Calpionellites darderi*”, con estratos unificados a partir de la presencia del taxón que le da nombre a esa zona, cuyo límite superior lo delimitan por la extinción de los calpionélidos y que, en apariencia, resulta coincidente con los primeros registros de *Nannoconus bermudezi* Brönnimann 1955. La especie se ha identificado además para la región de Linares-Galeana-San Roberto, Nuevo León, donde se ha descrito en conjunto con macro- y microfauna del Berriasiano-Hauteriviano de la formación Taraises (Padilla y Sánchez, 1978). Eguiluz de Antuñano *et al.* (2012) mencionan para el noreste de México que algunas formas en el intervalo C-D3 (subzona Darderi) presentan una transición y evolución normal entre las formas que se encuentran en el Berriasiano superior y el Valanginiano inferior, los estratos donde se observa esta característica incluyen registros de calpionélidos de las especies *Calpionellites* sp., *C. darderi*, *Tintinnopsella longa* y *T. carpathica*, así como ammonites del género *Olcostephanus* y los sitúan entre el Valanginiano inferior-Hauteriviano Inferior (Jiménez-López *et al.*, 2021).

Para el norte de México, en Cuencamé, Durango, Omaña *et al.* (2017) registran a la especie para un intervalo que incluye la parte alta del Berriasiano superior (subzona Murgeanui) a la parte media del Valanginiano inferior (subzona Major). Por su parte, Zell *et al.* (2015) lo ubican en su Asociación 5 en donde consideran que la abundancia de *Calpionella alpina* se vuelve decreciente (Figura 15).

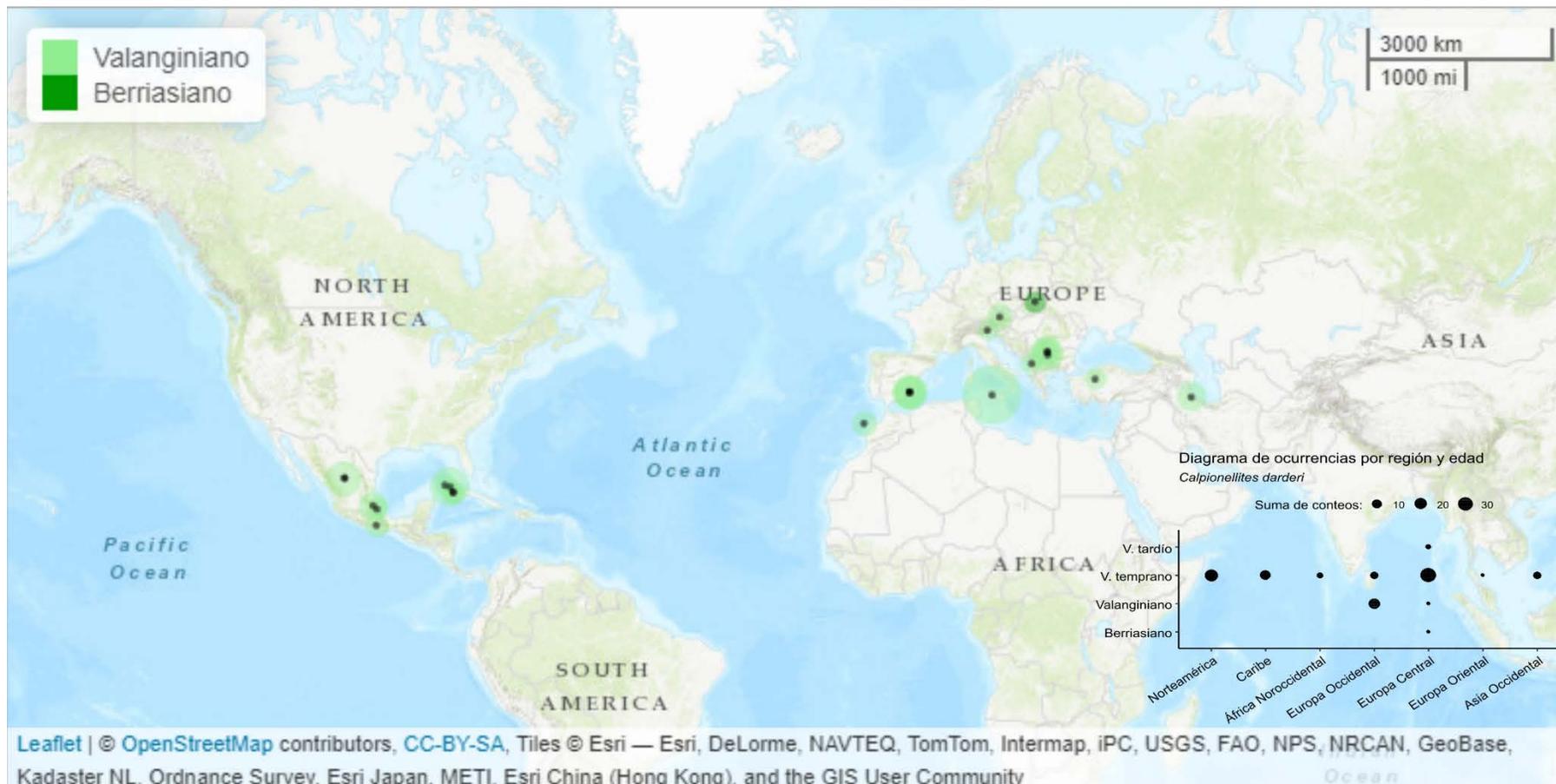


Figura 15. Mapa de distribución de *Calpionellites darderi*.

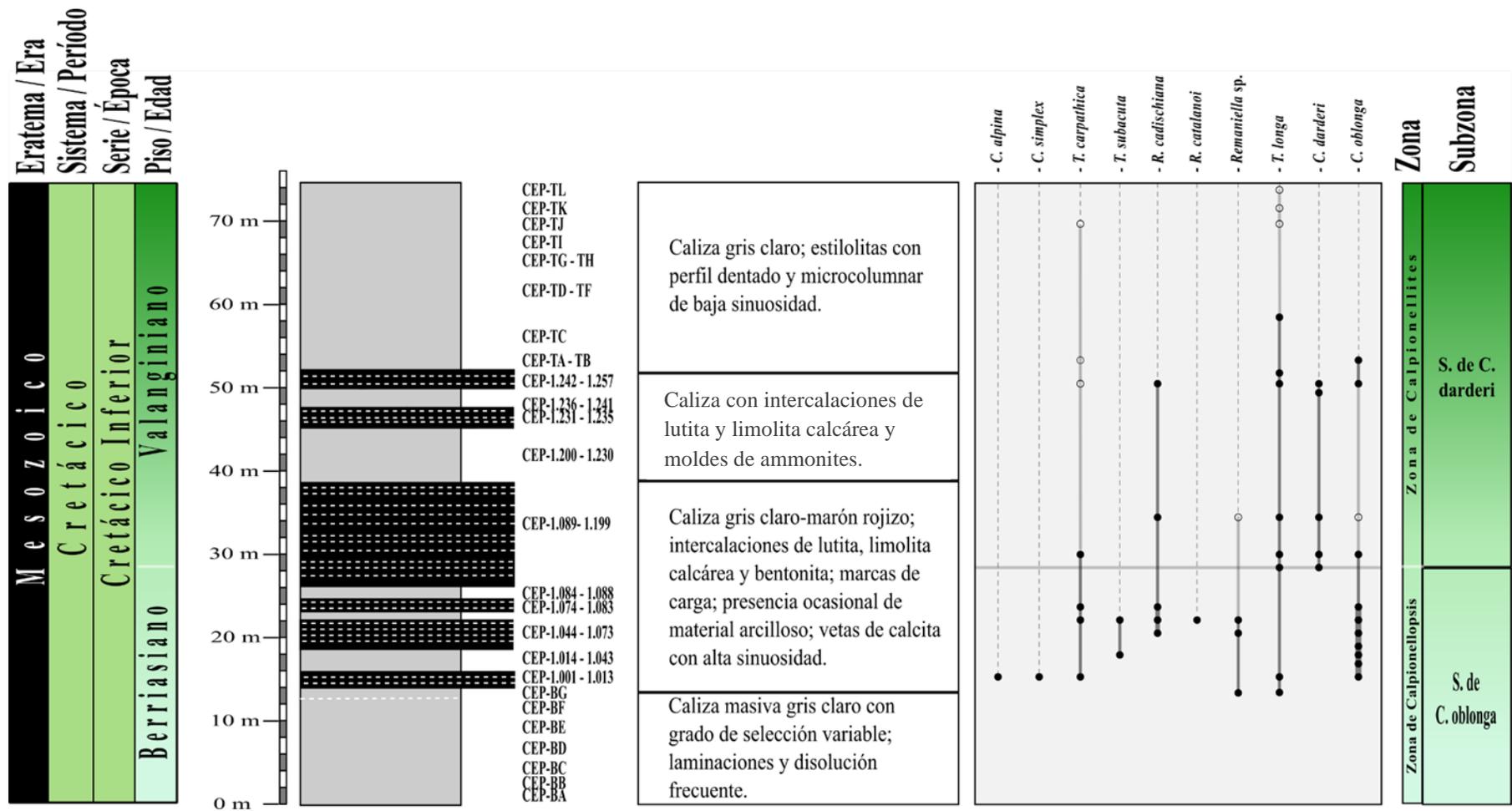


Figura 16. Distribución estratigráfica de los calpionélidos identificados en la Sección Cerro El Padhi. Figura tomada de Jiménez-López *et al.* (2021).

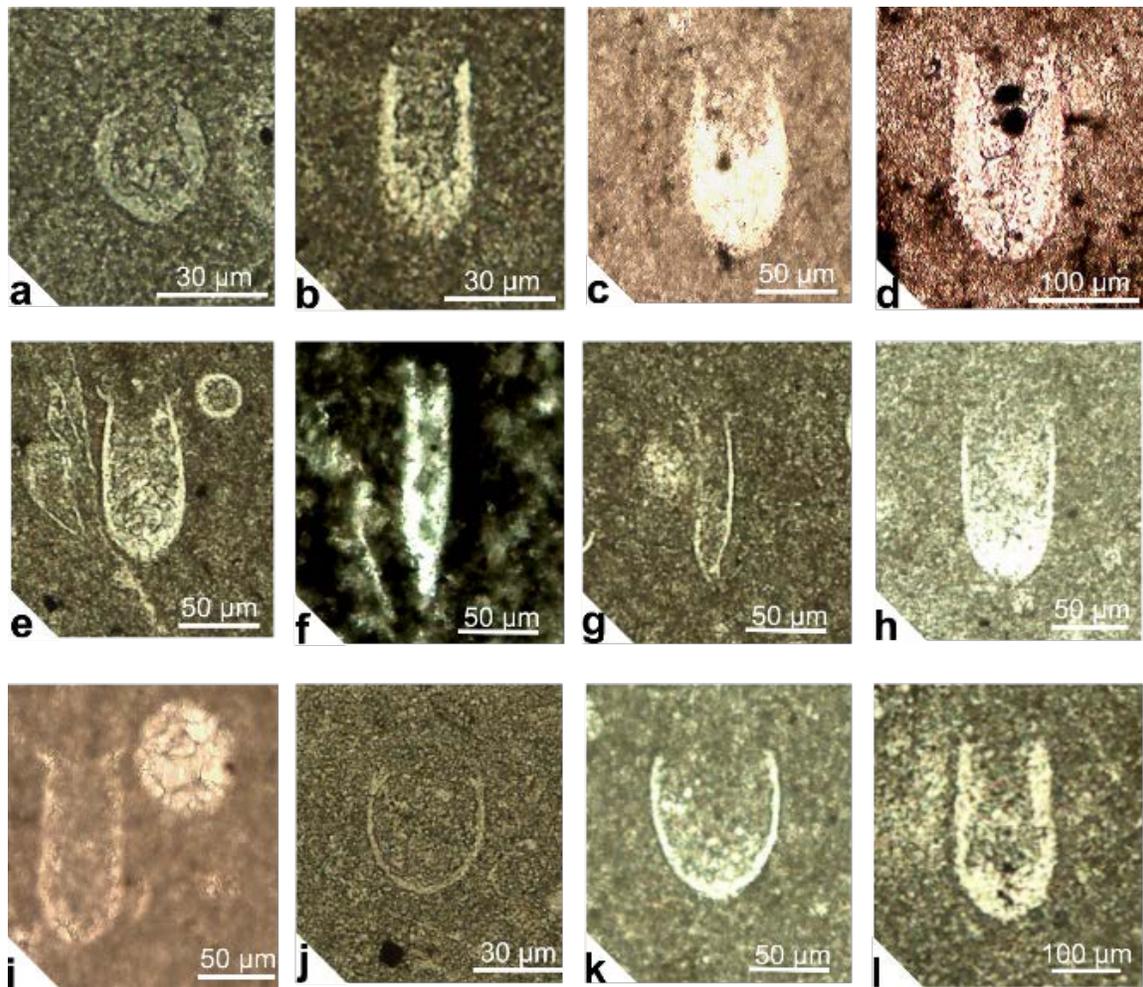


Figura 17. Calpionélidos de la sección estratigráfica (Sección Cerro El Padhi). **a)** *Calpionella alpina* Lorenz, 1902, muestra CEP-1.005; **b)** *Calpionellopsis simplex* (Colom, 1939), muestra CEP-1.005; **c)** *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu 1933), muestra CEP-T-A; **d)** *Remaniella cadischiana* (Colom, 1948), muestra CEP-1.024; **e)** *Remaniella catalanoi* Pop, 1996, muestra CEP-1.063; **f)** y **g)** *Tintinnopsella subacuta* (Colom, 1948), muestras CEP-1.032 y CEP-1.062; **h)** e **i)** *Tintinnopsella longa* (Colom, 1939), muestras CEP-1.005 y CEP-1-260; **j)** y **k)** *Calpionellites darderi* (Colom, 1934), muestras CEP-1.113 y CEP-1.162; **l)** *Calpionellopsis oblonga* (Colom, 1939), muestra CEP-1.083. Figura tomada de Jiménez-López *et al.* (2021).

Comentarios taxonómicos y bioestratigráficos. De acuerdo con el contenido paleontológico identificado en la Sección Cerro El Padhi, se asigna un intervalo estratigráfico a dicha sección del Berriasiano Superior (zona Calpionellites, subzona Oblonga) al Valanginiano Inferior (zona Calpionellites, Subzona darderi). La Subzona oblonga está caracterizadas por la alta presencia de *Calpionellopsis oblonga* con casi nulos registros de

Calpionella alpina en conjunto con registros comunes de *Calpionellopsis simplex*. La Subzona Darderi es reconocida por los primeros registros de *Calpionellites darderi*, generalmente asociados a *Tintinnopsella carpathica* y *T. longa*, así como a una disminución en la presencia de registros *Calpionellopsis oblonga*. La parte superior de la sección presenta además una disminución importante en la diversidad de especies con únicamente presencia de *R. cadischiana*, *T. longa* y *C. oblonga*.

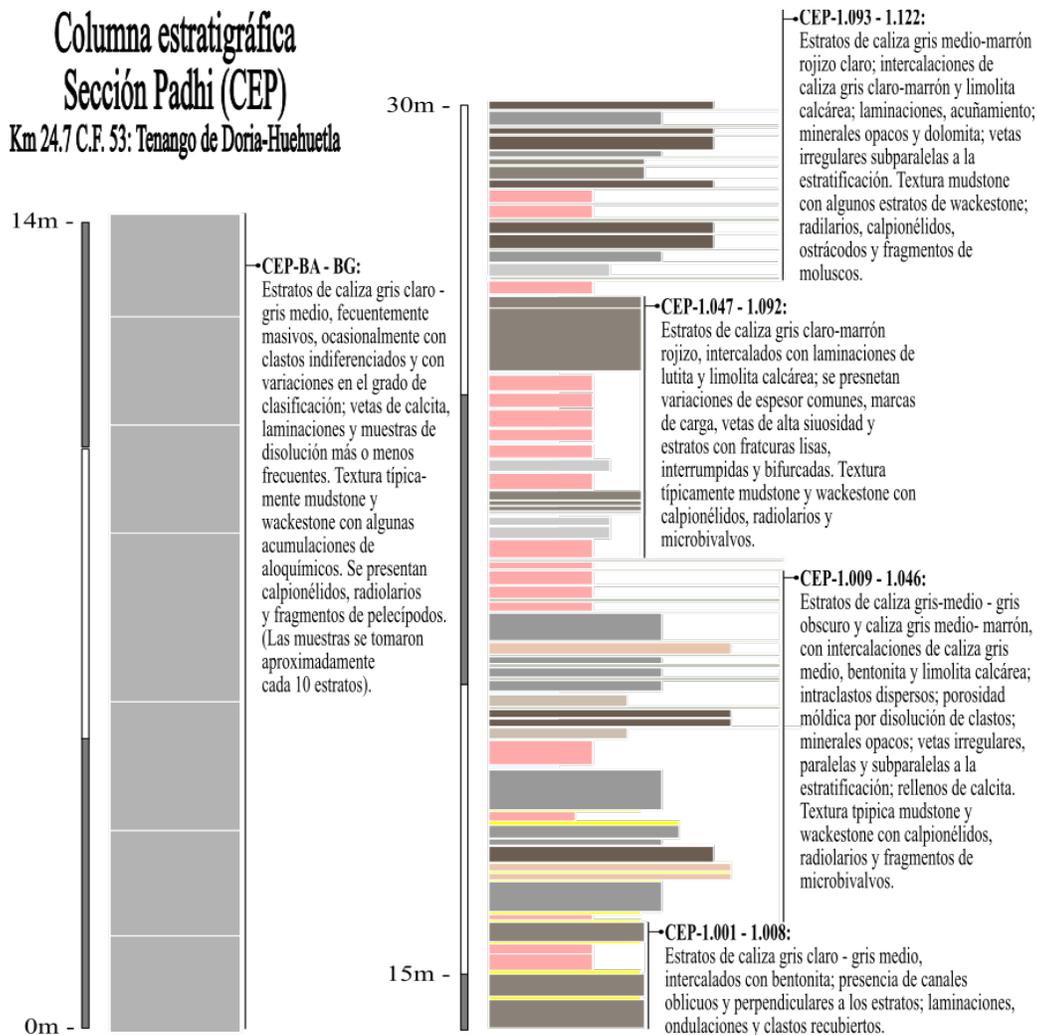


Figura 18. Columna estratigráfica de la Sección Cerro El Padhi. Ocasionalmente se presentan materiales no diferenciables que se establecieron como paquetes consistentes en intercalaciones de limolita calcárea y caliza gris claro-gris medio.

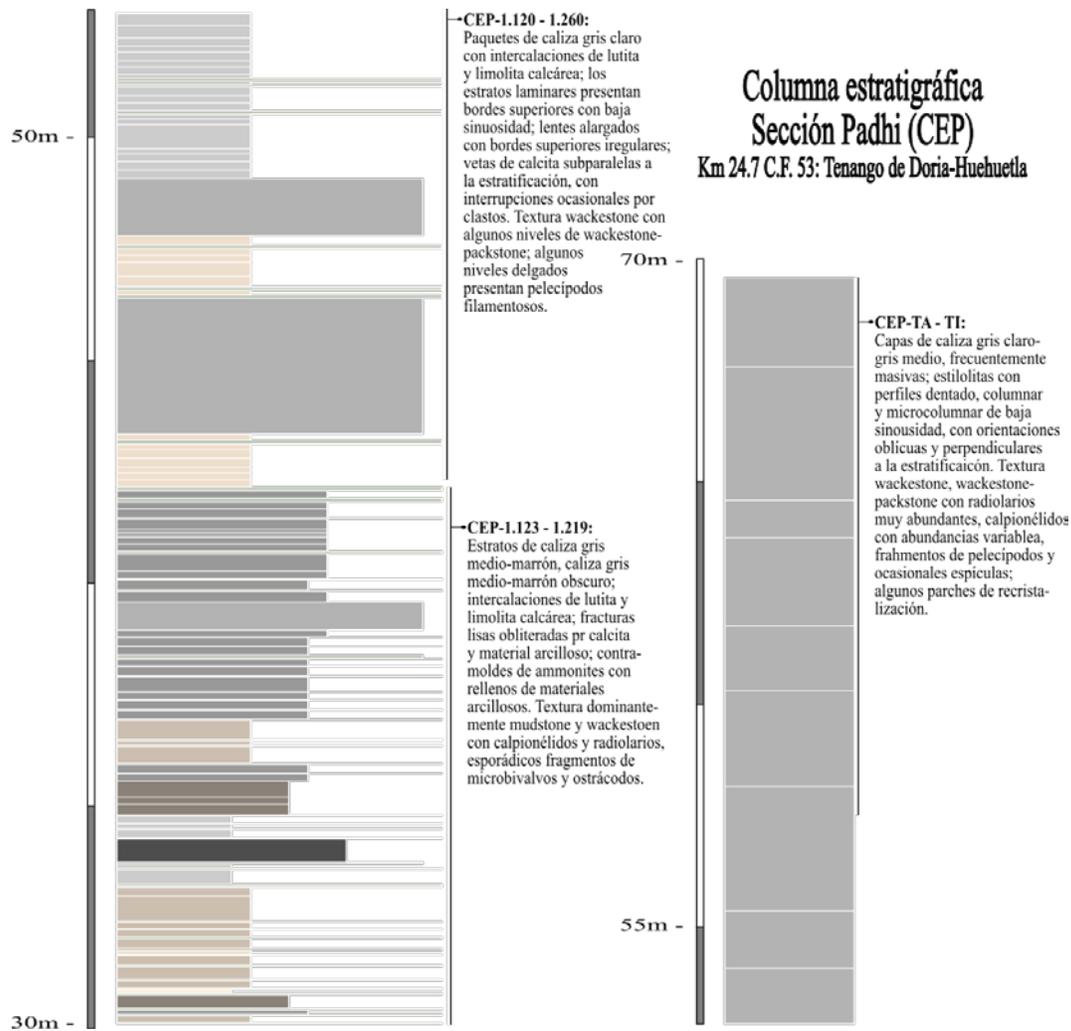


Figura 19. Continuación de la columna estratigráfica (Sección Cerro El Padhi). En esta parte de la sección son más abundantes las capas de caliza gris claro con estilolitas y frecuentemente masivas. (Información complementaria en la figura 24).

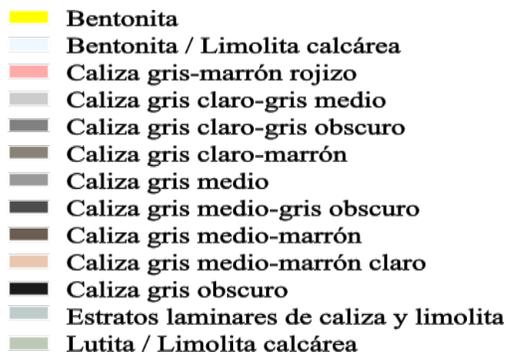


Figura 20. Simbología utilizada en la columna estratigráfica detallada (Sección Cerro El Padhi).

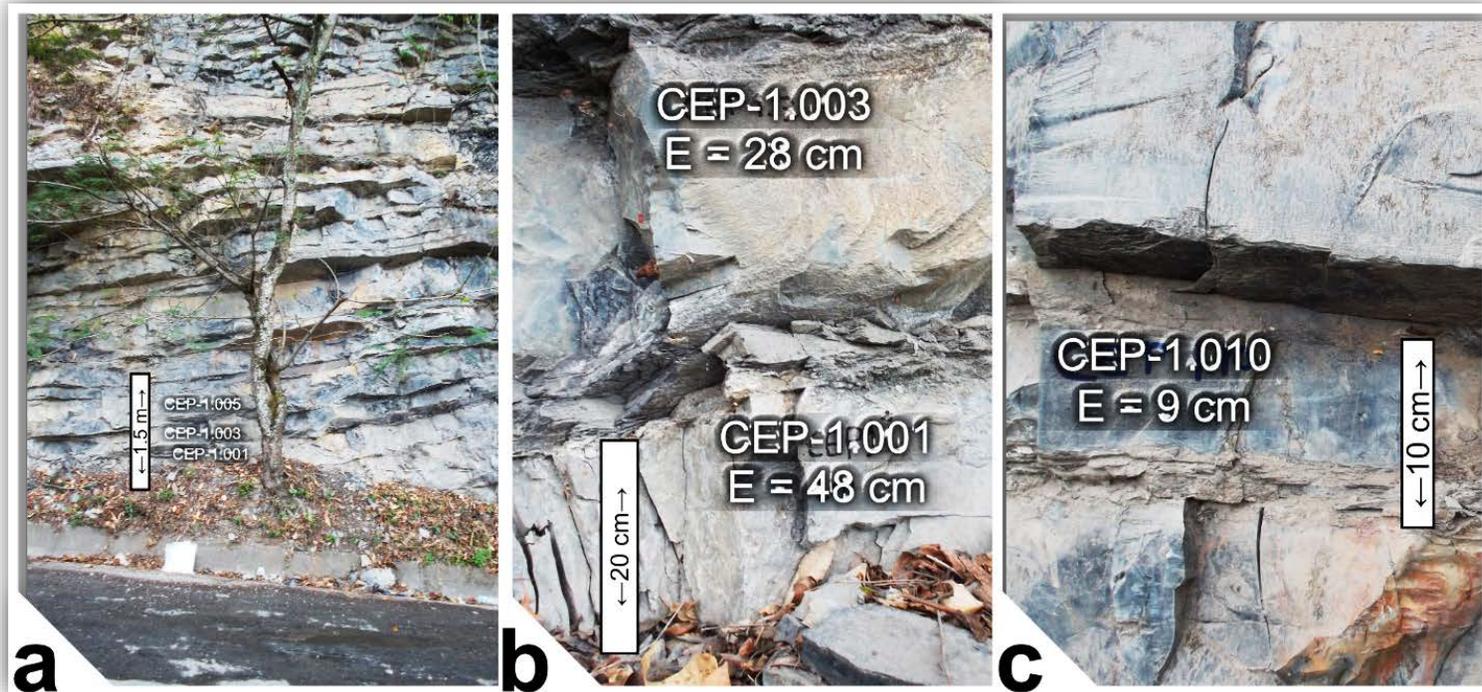


Figura 21. Fotografías de campo de las capas basales de la Sección Cerro El Padhi (CEP). **a)** Fotografía del afloramiento en que se muestran los estratos marcados como “CEP-1.001” a “CEP-1.005” que incluyen una alternancia de caliza gris medio-gris oscuro con coloraciones claras al intemperismo y estratos laminares de lutita/limolita calcárea entre ellos, con algunas variaciones de espesor y ligeras variaciones en la inclinación de las capas. **b)** Acercamiento de los estratos “CEP-1.001” a “CEP-1.003”, en la fotografía **a)**, donde se observan laminaciones de lutita/limolita calcárea, también con variaciones de espesor, en ellas. En la parte más fresca del estrato “CEP-1.003” pueden observarse algunos clastos y vetas rellenas de calcita, además de presentarse ligeras laminaciones a lo largo del mismo. **c)** Acercamiento del estrato “CEP-1.010” que presenta ligeras laminaciones y bandas de limolita calcárea marrón claro hacia la base.

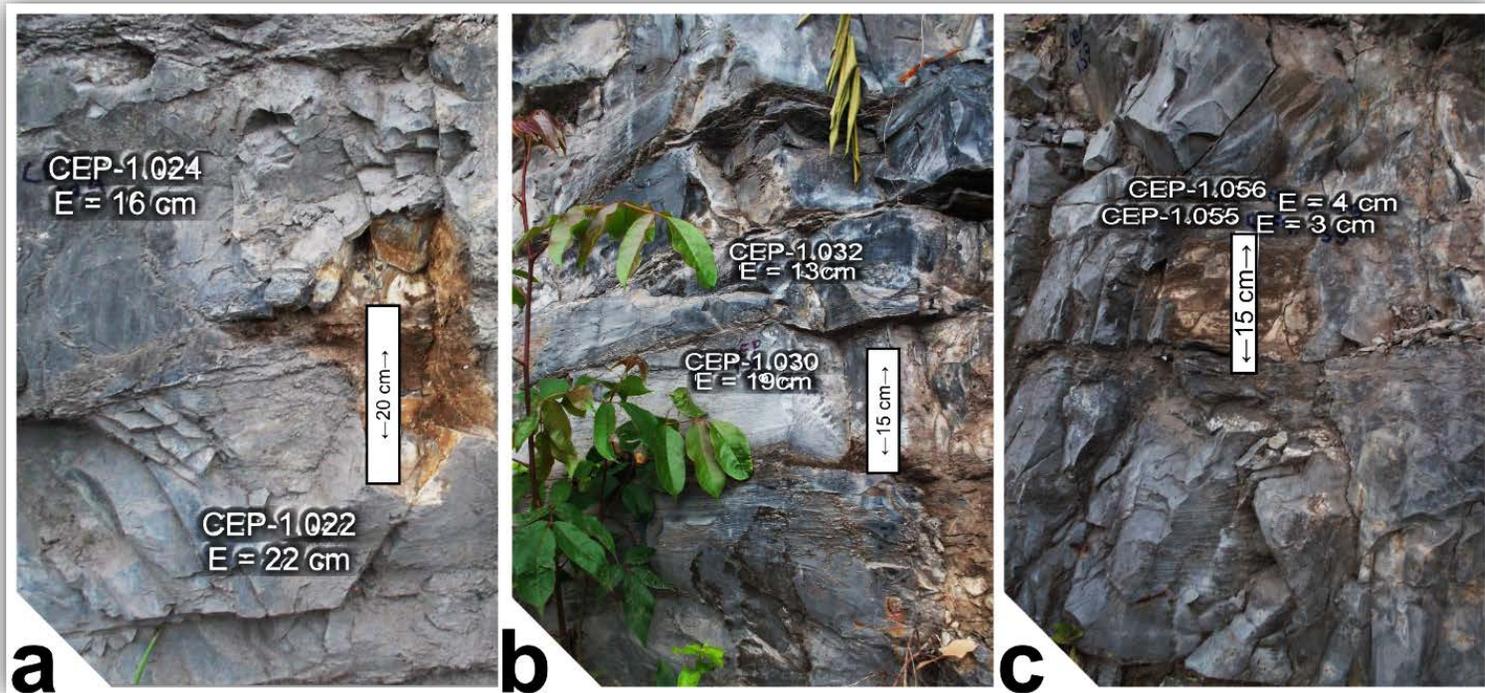


Figura 22. Fotografías de campo de las capas intermedias de la Sección Cerro El Padhi (CEP). **a)** Acercamiento de los estratos “CEP-1.022” y “CEP-1.022” en donde se presentan marcas de carga, ligera recrystalización (posiblemente espartización) en pequeñas bandas irregulares y sin orientación preferencial. **b)** Acercamiento de los estratos “CEP-1.030”-“1.032” en las que se desarrolla acunamiento marcado (formación de lentes) y delaminación de diversos niveles estratigráficos, particularmente en el nivel que se encuentra más abajo donde también se presentan pequeñas vetas rellenas de calcita perpendiculares a la laminación. **c)** Acercamiento del estrato “CEP 1.053”-“CEP-1.057” en el que se incluyen laminaciones internas en calizas gris medio-gris obscuro, con manchones en coloraciones marrones de material arcilloso impregnado, producidos por intemperismo.

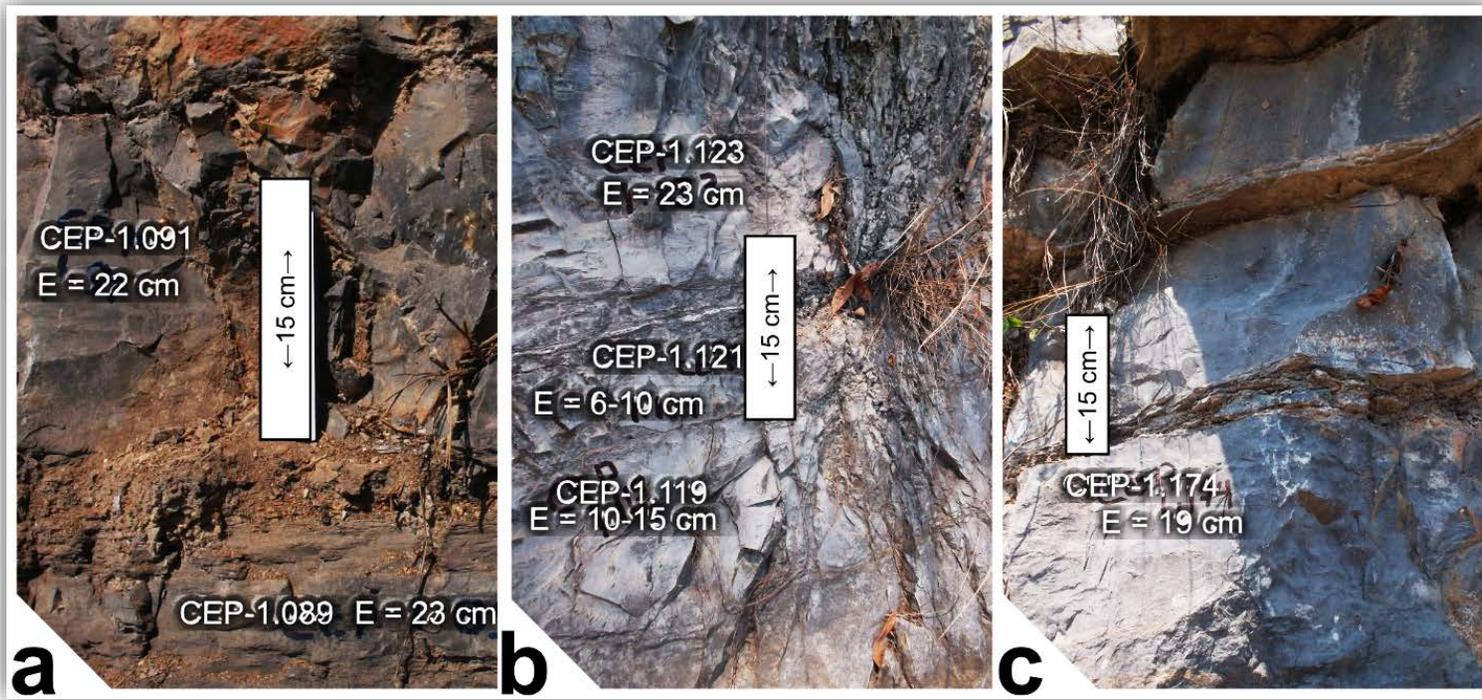


Figura 23 Fotografías de campo de las capas terminales de la Sección Cerro El Padhi (CEP). **a)** Acercamiento de los estratos “CEP-1.089”-“CEP-1.091” que corresponden con calizas gris medio-gris obscuro-marrón rojizo. **b)** Acercamiento de los estratos “CEP-1.119”-“CEP-1.123” los cuales se tratan de calizas en coloraciones gris claro-gris medio, en donde se aprecia acuñamiento, laminación interna y diversos clastos alargados, posiblemente asignables a invertebrados. **c)** Acercamiento de los estratos “CEP-1.174”-“CEP-1.179” en que se aprecian cambios de coloración en las intercalaciones de caliza gris clara y limolita calcárea fácilmente deleznable. En la parte fresca del nivel “CEP-1.174” pueden observarse también pequeños manchones blanquecinos que conforman matriz recrystalizada. En estos niveles se observaron ammonites y nódulos de pirita verde-amarillentas.

Eratema / Era
 Sistema / Período
 Serie / Época
 Piso / Edad

M e s o z o i c o

C r e t á c i o

C r e t á c i o I n f e r i o r

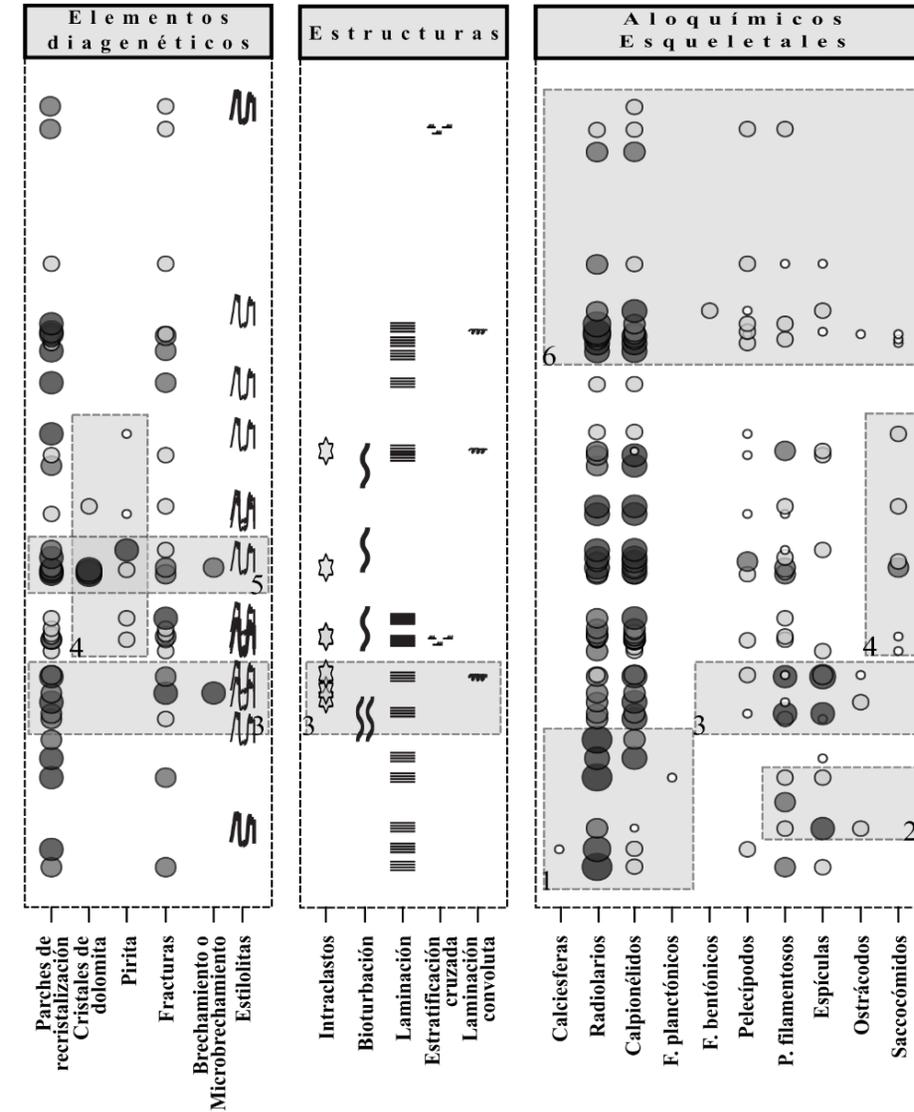
B e r r i a s i a n o

V a l a g i n i a n o

70 m
 60 m
 50 m
 40 m
 30 m
 20 m
 10 m
 0 m

EI
 M
 M-W
 M-L
 M-P
 W
 W-P
 P
 G
 LC

CEP-TL
 CEP-TK
 CEP-TJ
 CEP-TI
 CEP-TH
 CEP-TG
 CEP-TF
 CEP-TE
 CEP-TD
 CEP-TC
 CEP-TB
 CEP-TA
 CEP-1.257
 CEP-1.242 - 1.256
 CEP-1.241
 CEP-1.236 - 1.240
 CEP-1.231 - 1.235
 CEP-1.229 - 1.230
 CEP-1.228
 CEP-1.227
 CEP-1.220 - 1.225
 CEP-1.219
 CEP-1.210 - 1.219
 CEP-1.200 - 1.209
 CEP-1.190 - 1.196
 CEP-1.178 - 1.189
 CEP-1.168 - 1.177
 CEP-1.158 - 1.167
 CEP-1.145 - 1.157
 CEP-1.134 - 1.144
 CEP-1.119 - 1.133
 CEP-1.104 - 1.118
 CEP-1.089 - 1.103
 CEP-1.084 - 1.088
 CEP-1.074 - 1.083
 CEP-1.054 - 1.073
 CEP-1.044 - 1.053
 CEP-1.029 - 1.043
 CEP-1.021 - 1.028
 CEP-1.014 - 1.020
 CEP-1.004 - 1.013
 CEP-1.001 - 1.003
 CEP-BF
 CEP-BE
 CEP-BD
 CEP-BC
 CEP-BB
 CEP-BA



Leyenda

- Espiculita (EI)
- Mudstone (M)
- Mudstone-wackestone (M-W)
- Mudstone con laminaciones (M-L)
- Mudstone-packstone (M-P)
- Wackestone (W)
- Wackestone-packstone (W-P)
- Packstone (P)
- Grainstone (G)
- Lutita y limolita calcárea (LC)

- Abundancias relativas**
- En trazas
 - Escasos
 - Poco comunes
 - Comunes
 - Muy frecuentes

Figura 24. Gráfica de caracterización estratigráfica en la que se incluyen las microfacies típicas reconocidas para la Sección Cerro El Padhi.

Edad de la sección

En esta sección se delimitaron las subzonas de *Calpionellopsis oblonga* (Berriasiano) y *Calpionellites darderi* (límite del Berriasiano-Valanginiano). Las observaciones se realizaron en facies de limolita, caliza y limolita calcárea en las que se presentó microbiota pelágica predominante, conformada principalmente por radiolarios y calpionélidos. Estos últimos permitieron reconocer las siguientes sucesiones de zonas bioestratigráficas de acuerdo con el contenido de elementos paleontológicos. La distribución estratigráfica de los taxa identificados se presentan en la Figura 25.

Zonación bioestratigráfica a partir de los calpionélidos identificados en la Sección Cerro el Padhi

Berriasiano superior - Zona de *Calpionellopsis*, Subzona de *Calpionellopsis oblonga* (Berriasiano tardío; niveles CEP-B-A – CEP-1.112)

La subzona fue identificada por la presencia del *Calpionellopsis oblonga*, que se encuentra desde los primeros niveles estratigráficos en la sección analizada y con casi nulos registros de *Calpionella alpina* (Figura 16a), *Calpionellopsis simplex* (Figura 16b). En la parte media de la subzona se hallan algunos ejemplares de *Tintinnopsella carpathica* (Figura 16c) además de registros de *R. cadischiana* (Figura 16d), con *Remaniella* sp., *T. catalanoi* (Figura 15e) y *Tintinnopsella subacuta* (Figuras 16f y 16g). La especie *Calpionellopsis oblonga* ha sido citada para Europa como coetánea con la especie *Remaniella filipescui* cuya asociación se toma como inicio de esta subzona para esa región con registros en los que se ha encontrado además una marcada disminución en la abundancia de *C. oblonga*.

Para el noreste de México, Eguiluz de Antuñano *et al.* (2012) mencionan que la subzona de *Calpionellopsis oblonga* se encuentra en estratos con registros de la especie homónima en conjunto con *Tintinnopsella longa* y *T. carpathica*, así como formas pequeñas de *Calpionella alpina*, estas observaciones han sido coincidentes en este trabajo. Para el noreste de México, se ha encontrado también a *C. oblonga* asociada a registros de ammonites de los géneros *Karakaschiceras* y *Olcostephanus*. Para Tlatlauquitepec, Puebla, México,

López-Martínez *et al.* (2017b) definen el inicio de esta subzona con base en la presencia de *C. oblonga* y *C. simplex* e identifican dentro de la misma a *Lorenziella plicata*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *T. subacuta*, *Calpionella alpina*, *Remaniella colomi* y *R. filipescui*.

Berriasiano superior-Valanginiano inferior - Zona de Calpionellites, Subzona de Calpionellites darderi (Valanginiano temprano; niveles CEP-1.113 - CEP-T-L)

La subzona se caracteriza por los primeros registros de *Calpionellites darderi* asociados a registros de las especies *Tintinnopsella longa*, *T. carpathica* y *C. oblonga*. El límite inferior de esta subzona es coincidente con un cambio litológico que ocurre entre niveles de lutita, limolita calcárea y caliza con textura mudstone-wackestone de calpionélidos y radiolarios en los que se encuentran ocasionales bivalvos, así como pequeños intervalos con dolomita. Hacia el nivel CEP-1.259 son menos constantes los registros de *C. darderi*. La parte superior de la sección muestra además una disminución en la riqueza de especies con solamente registros de *R. cadischiana*, *T. longa* y *C. oblonga*. Para la zona de Calpionellites subzona de Darderi, Eguiluz de Antuñano *et al.* (2012), argumentan que existe una transición entre las formas del Berriasiano superior al Valanginiano inferior para el intervalo que Remane (1971) incluye como la transición entre las Zonas C y D3, cuyos registros presentan la asociación de *Calpionellites* spp., *C. darderi*, *Tintinnopsella longa*, *T. carpathica* y ammonites del género *Olcostephanus*, estos últimos con registros hasta el Hauteriviano Inferior.

Andreini *et al.* (2007) destacan que para regiones del paleo-margen del Tetis (Provincia Bética, los Apeninos, los Alpes y los Cárpatos) se ha considerado de manera tradicional a la primera ocurrencia de *Calpionellites darderi* como la indicativa de la Subzona de Calpionellites darderi dentro de la Zona de Calpionellites, que define el límite Berriasiano/Valanginiano (Aguado *et al.*, 2000). En la parte media del intervalo se han reconocido las últimas apariciones de *Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis simplex*, *Tintinnopsella carpathica* y *Remaniella cadischiana*, además de registros más frecuentes de *Tintinnopsella longa* en mudstone y limolita calcárea de bajo espesor. En este intervalo,

López-Martínez *et al.* (2017b) mencionan la presencia de *Remaniella filipescui*, *R. catalanoi* y *Calpionella alpina* dentro de la asociación microfaunística característica de este intervalo en Tlatlauquitepec, Puebla, México.

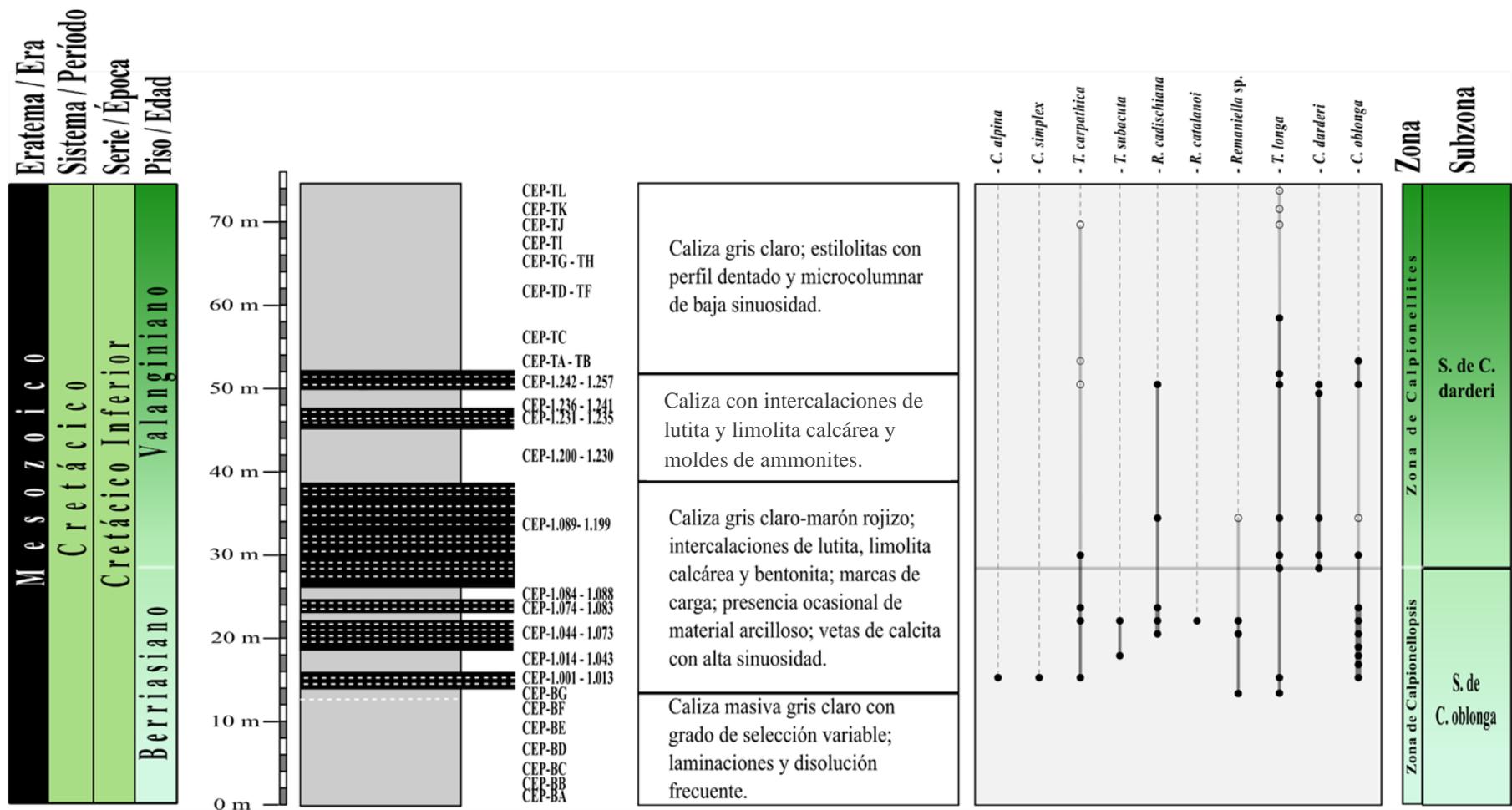


Figura 25. Distribución estratigráfica de los calpionélidos identificados en la Sección Cerro El Padhi. Figura tomada de Jiménez-López *et al.* (2021).

Comparación de los registros de calpionélidos de la Sección Padhi con los de otras regiones de México y el mundo

Berriasiano

Las especies de calpionélidos citadas para el Berriasiano temprano de México corresponden a *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *C. minuta*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex*, *Remaniella borzai*, *R. cadischiana*, *R. catalanoi*, *R. colomi*, *R. duranddelgai*, *R. ferasini*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. doliphormis* y *T. longa* en México (Adatte *et al.*, 1991; López-Martínez *et al.*, 2013a; Jiménez-López *et al.*, 2021). Para América del Sur se incluyen las especies *Calpionella alpina*, *Crassicollaria massutiniana*, *T. carpathica* y *T. remanei* en Argentina (López-Martínez *et al.*, 2017b). Los registros en Europa corresponden a menciones de Francia (Wimbledon *et al.*, 2013), Italia (Grün y Blau, 1997; Andreini *et al.*, 2007), Austria (Lukeneder y Reháková, 2004; Reháková *et al.*, 2009) y Bulgaria (Lakova *et al.*, 1999; Petrova *et al.*, 2012) de *Crassicollaria*, *Calpionella*, *Tintinnopsella*, *Praetintinnopsella* y *Lorenziella*. Para Europa Oriental y Asia se cuenta con datos en Turquía (Akgümüş, 2019; Atasoy *et al.*, 2018) y Omán (Rousseau *et al.*, 2005).

En el Berriasiano medio se encuentran las especies *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crassicollaria* sp. *Remaniella ferasini*, *R. colomi*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa* y *T. subacuta* en México (López-Martínez *et al.*, 2013a; Zell *et al.*, 2016); en Europa se han mencionado las especies *Calpionella alpina*, *C. alpina* (spherical form), *C. elliptica*, *C. minuta*, *Remaniella borzai*, *R. cadischiana*, *R. catalanoi*, *R. colomi*, *R. duranddelgai*, *R. ferasini*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. gr. T. carpathica* y *T. subacuta* (Grün y Blau, 1997; Lakova *et al.*, 1999; Lukeneder y Reháková, 2004; Andreini *et al.*, 2007); también se tienen registros del Berriasiano medio en Argelia (Benest *et al.*, 1996) e Irán (Benzaggagh *et al.*, 2012).

Para el Berriasiano tardío se encuentran las especies *Calpionella alpina*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex*, *Remaniella cadischiana*, *R. catalanoi*, *R. colomi*, *R. filipescui*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa* y *T. subacuta* en México (Adatte *et al.*, 1991, 1991; Ángeles-Villeda, 2004; López-Martínez *et al.*, 2013^a, 2107^a; Zell *et al.*, 2015, 2016; Omaña *et al.*, 2017); en Cuba se incluyen también registros de *Calpionella*

alpina (forma atípica), *Remaniella "dadayi"* (Prémoli-Silva, 1994). Para el Berriasiano tardío en Europa Occidental se cuenta con registros únicamente en España (Aguado *et al.*, 2000) mientras que, para Europa Central, Europa Oriental y Asia se tienen registros en Austria (Lukeneder y Reháková, 2004), Italia (Grün y Blau, 1997; Andreini *et al.*, 2007), Bulgaria (Lakova *et al.*, 1999; Petrova *et al.*, 2012), Turquía (Atasoy *et al.*, 2018) e Irán (Benzaggagh *et al.*, 2012). Los registros del Berriasiano tardío en África se encuentran en Argelia (Benest *et al.*, 1996) y Marruecos (Vincent *et al.*, 1980), con las especies *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Calpionellopsis simplex* aff., *Calpionellopsis* sp. y *Tintinnopsella carpathica* (Figuras 26 a 28).

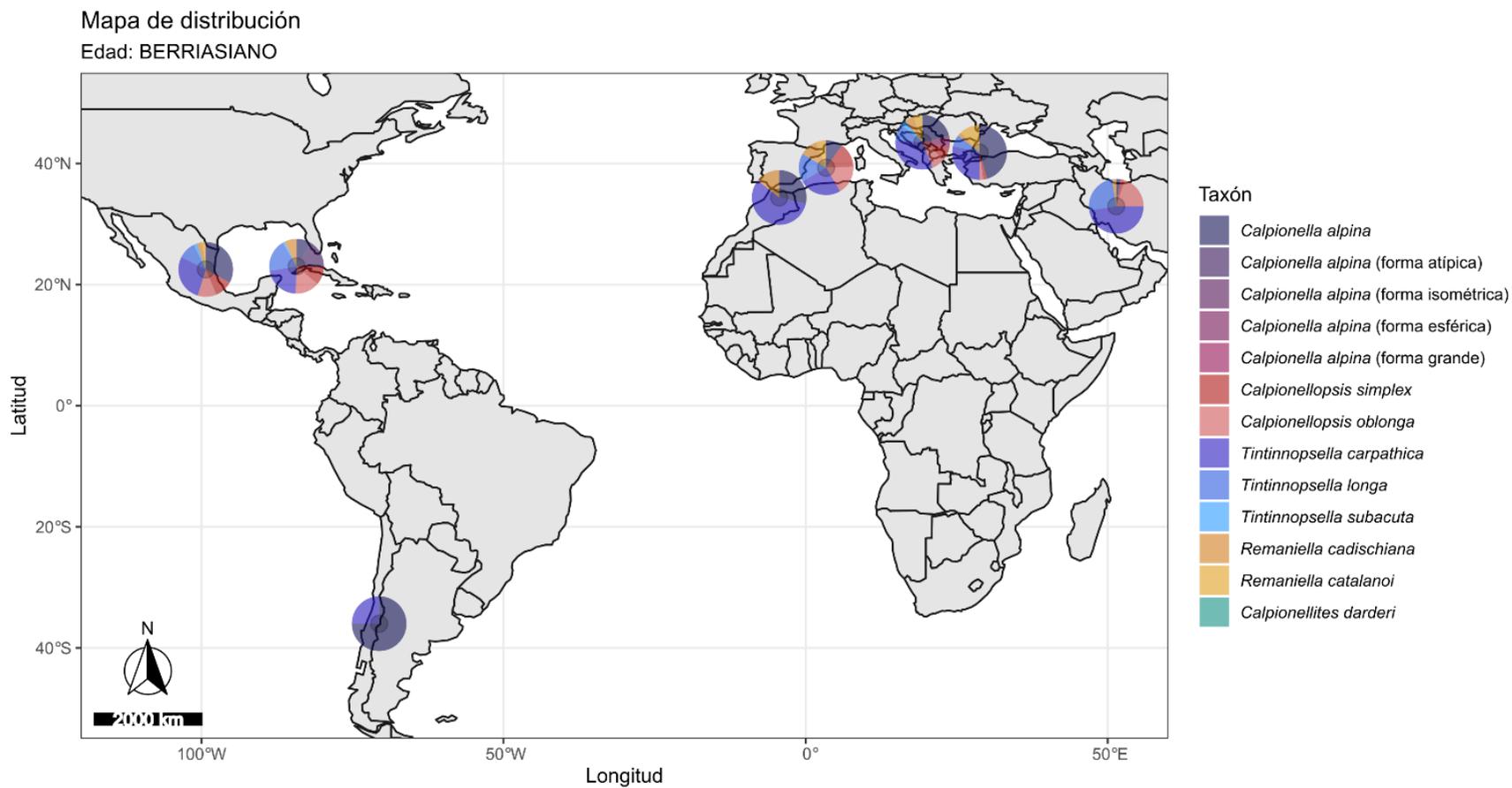


Figura 26. Mapa de distribución global de las especies de calpionélidos que tienen relación con las identificadas en este trabajo. Se muestran las especies con registros durante el Berriasiano. Para cada región correspondiente se han calculado las coordenadas promedio.

Valanginiano

Para Norteamérica, se incluyen los registros de calpionélidos de Canadá, Estados Unidos de América y México con las especies *Calpionella alpina*, *Calpionellopsis simplex*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellites caravacencis*, *Calpionellites coronatus*, *Calpionellites darderi*, *Calpionellites major*, *Calpionellites* sp., *Praecalpionellites murgeanui*, *Remaniella borzai*, *R. cadischiana*, *Tintinnopsella* sp., *T. carpathica*, *T. dacica* y *T. subacuta* (Adatte *et al.*, 1991, 1994; Ángeles-Villeda, 2004; Zell *et al.*, 2015, 2016; López-Martínez *et al.*, 2017a, Omaña *et al.*, 2017; Jiménez-López *et al.*, 2021) del Valanginiano temprano. En el Caribe donde se presentan las especies *Calpionella alpina* (forma atípica) y *Remaniella dadayi* (Prémoli-Silva, 1984; Myczynski, 1989; López-Martínez *et al.*, 2013b).

Para Europa Occidental se tienen registros únicamente en España de las especies *Calpionellopsis oblonga*, *Remaniella borzai*, *R. cadischiana*, *Tintinnopsella carpathica* y *T. longa*, aunque sin registros de *Calpionellites darderi* (Aguado *et al.*, 2000). Para Europa Central y del Este se incluyen registros en Italia (Grün y Blau, 1997; Andreini *et al.*, 2007); Austria (Lukeneder y Reháková, 2004) y Bulgaria (Lakova *et al.*, 1999). En Austria e Italia es notable la presencia de *Calpionellites coronata* cf., *Calpionellites coronatus* y varias especies de *Praecalpionellites* (Grün y Blau, 1997; Lukeneder y Reháková, 2004). Los registros del Valanginiano temprano para África Noroccidental y Asia Occidental se presentan únicamente en Marruecos (Vincent *et al.*, 1980) e Irán (Benzaggagh *et al.*, 2012).

Sobre el Valanginiano tardío el registro estratigráfico está más restringido con menciones para Europa en Austria (Lukeneder y Reháková, 2004), Bulgaria (Lakova *et al.*, 1999) e Italia (Andreini *et al.*, 2007); para Asia, se tienen reportes de Irán (Benzaggagh *et al.*, 2012) y de África Noroccidental, en Marruecos (Vincent *et al.*, 1980); en estos registros es notable la presencia de las especies de *Calpionella alpina*, *Calpionellites darderi*, *C. major*, *Lorenziella plicata*, *L. hungarica*, *Remaniella* gr. *murgeanui*, *R. cadischiana*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa* y *T. subacuta* (Figuras 27 y 28).

Mapa de distribución

Edad: VALANGINIANO

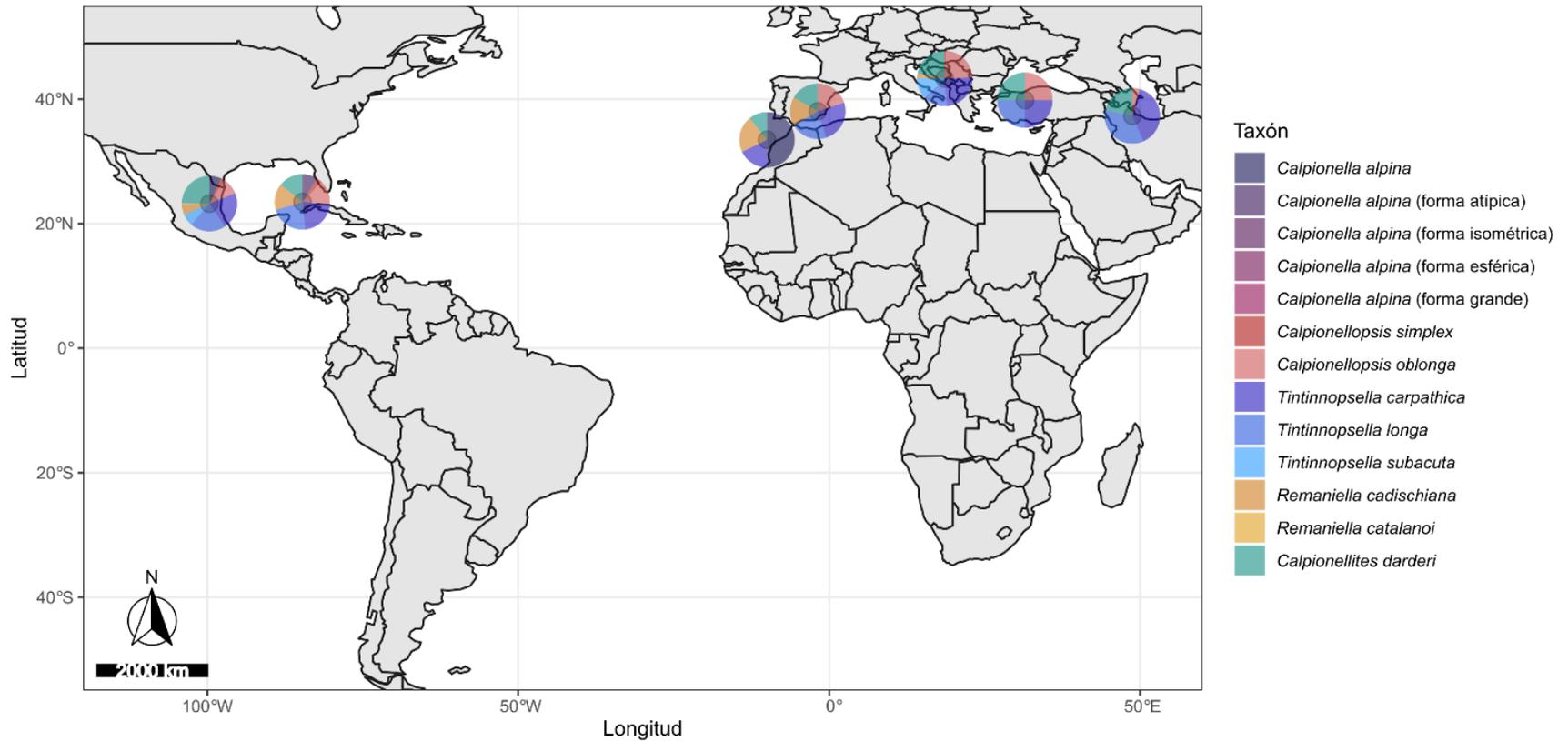


Figura 27. Mapa de distribución global de las especies de calpionélidos que tienen relación con las identificadas en este trabajo. Se muestran las especies con registros durante el Valanginiano. Para cada región correspondiente se han calculado las coordenadas promedio.

La ausencia de registros de *Tintinnopsella carpathica* en el Valanginiano tardío en América del Norte, posiblemente esté asociada a provincialismo en el Tetis mediterráneo, mientras que siguen habiendo registros en África Noroccidental, Europa y Asia Occidental, particularmente en Marruecos (Vincent *et al.* 1980), Italia (Andreini *et al.*, 2007), Austria (Lukeneder y Reháková, 2004), Bulgaria (Lakova *et al.*, 1999) e Irán (Benzaggagh *et al.*, 2012), sin embargo se requieren más estudios para corroborar esta observación. Lo anterior también se observa para los registros más recientes de *Remaniella cadischiana*, que en el Valanginiano temprano se encuentran en México (Zell *et al.*, 2015; este trabajo), en la región del Caribe (Prémoli Silva, 1984), en Marruecos (Vincent *et al.*, 1980), en España (Aguado *et al.*, 2000) y en Bulgaria (Lakova *et al.*, 1999), en tanto que los registros que se tienen de esa especie para el Valanginiano tardío incluyen solamente algunas menciones para el noroeste de Marruecos (Vincent *et al.*, 1980) (Figuras 27 y 28).

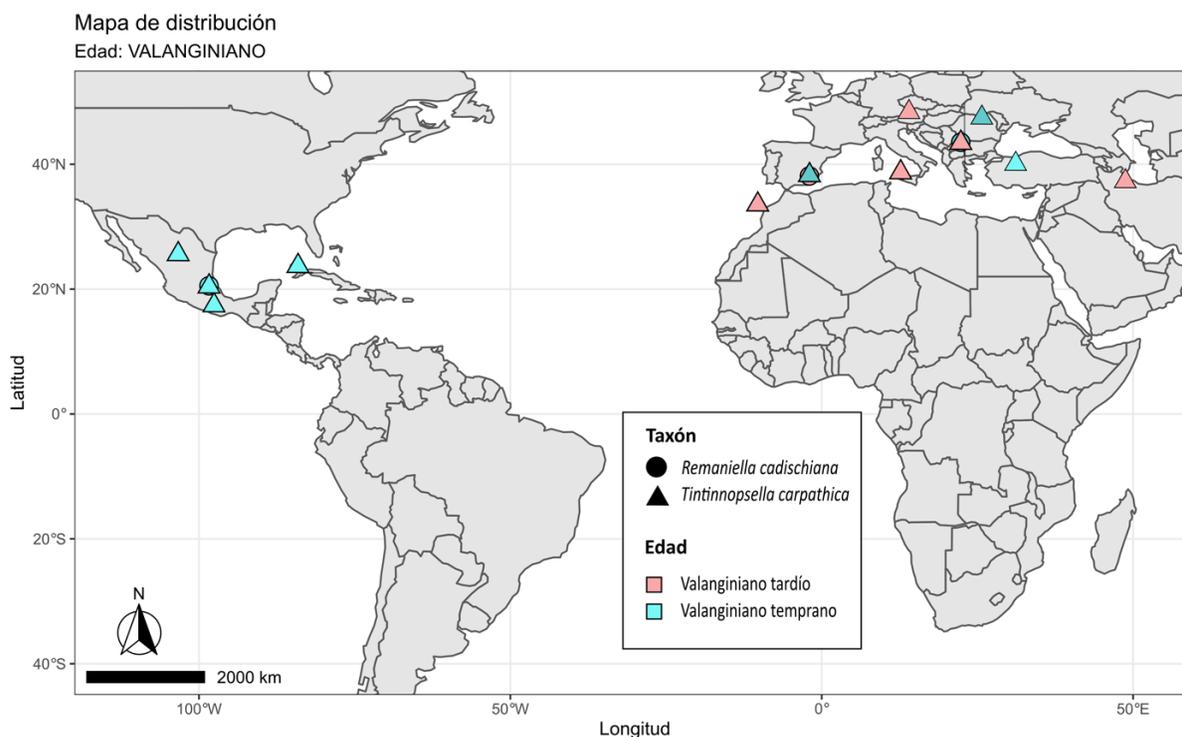


Figura 28. Mapa de distribución de *Remaniella cadischiana* y *Tintinnopsella carpathica* para el Valanginiano (Tomado de Jiménez-López *et al.*, 2021).

De acuerdo con Reháková (2000), los calpionélidos presentaron una importante sensibilidad a las variaciones ambientales dentro de la columna de agua incluyendo cambios de salinidad, nivel del mar y aporte de nutrientes, por lo que tienen utilidad como marcadores paleoambientales de estos cambios. Además, estos organismos tuvieron una importante participación en ambientes pelágicos durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano presentándose de manera típica en facies correspondientes a ambientes de cuenca profunda (Ivanova *et al.*, 2006; Lakova *et al.*, 2007; Flügel, 2010; Reháková *et al.*, 2011).

Erba *et al.*, (2004) consideran por su parte que el cambio en la abundancia de radiolarios durante el Valanginiano temprano (específicamente para la Zona de Calpionellites) es correlacionable con cambios en la disponibilidad de nutrientes. El predominio de estos organismos suele presentarse en sedimentos depositados durante períodos de alta productividad en las aguas superficiales y puede relacionarse además a sistemas de surgencias (Nigrini y Caulet, 1992; DeWever *et al.*, 2002; Baumgartner, 2013). Un aumento como este en el flujo de nutrientes y fertilidad se asocia al “Evento Weissert” del Valanginiano superior (Erba *et al.*, 2004; Föllmi, 2012; Mattioli *et al.*, 2014).

| SISTEMA | | SERIE | | Subserie | | Zonación Estándar (Alleman et al., 1971) | Remane (1971) FRANCIA | Remane et al. (1986) FRANCIA | Pop (1994, 1997) RUMANIA | Reháková y Michalík (1997a, b) ESPAÑA | Grün y Blau (1997) ITALIA | Andreini et al. (2007) ITALIA | Bakalova (1977, 1986) BULGARIA | Lakova y Stoyanova (1997); Lakova et al. (1997, 1999) Lakova y Petrova (2013) BULGARIA | ESTE TRABAJO Jiménez-López (2021) CENTRO-ESTE DE MÉXICO | EVENTOS: P. O.: Primera ocurrencia. U. O.: Última ocurrencia. | |
|-----------|--------------|----------|-----------------|----------|---|--|--------------------------|---------------------------------|-----------------------------|--|------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|--|---|---|----------------|
| CRETÁCICO | VALANGINIANO | Superior | Calpionellites | | | | | | carpathica | Tintinnopsella | gr. carpathica | Tintinnopsella | | Tintinnopsella | | | |
| | | | | | | | | | cadischiana | | gr. hungarica | | | | | | |
| | | Inferior | Calpionellites | E | | | | Calpionellites | major | | | | Calpionellites | major | | | |
| | | | | | | | | | darderi | | | | | darderi | | | darderi |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | BERRIASIANO | Superior | Calpionellopsis | D | 3 | | | | | murgeanui | dadavi | | Calpionellopsis | murgeanui | murgeanui | | |
| | | | | | 2 | | | | | oblonga | nipescui | | | oblonga | oblonga | | |
| | | | | | 1 | | | | | simplex | simplex | | | simplex | simplex | | |
| | | Inferior | Calpionella | C | | | | | longa | cadischiana | | | | | | | |
| | | | | | | | | | B | Remaniella | ferasini | | | | | | |
| | | | | | | | | alpina | | | | | | | | | |

Figura 29. Correlación entre diferentes zonas y subzonas de calpionélidos (Modificada de Lakova y Petrova, 2013).

Análisis de microfacies

Microfacies típicas de la Sección Cerro El Padhi

Microfacies tipo A. Mudstone, wackestone y packstone de calpionélidos y radiolarios con escasas calciesferas

La microfacies (niveles CEP-BA a CEP-1.003) se caracteriza por la presencia de abundantes radiolarios con disolución parcial o total y reemplazamiento por calcita, ocasionalmente hay espículas de esponjas y fragmentos de pelecípodos; la fábrica es laminar, común en zonas con fragmentos dispersos o con elementos de mayor empaquetamiento, pero sin llegar a mostrar imbricación; los bordes de aloquímicos están fracturados, parcialmente disueltos o con abrasión; en algunas muestras se presenta fracturamiento y obliteración por calcita sin que existan fases de cementación muy marcadas (Figura 24, recuadro 1, 30a y 30b).

Microfacies tipo B. Wackestone de pelecípodos, espículas de esponjas y radiolarios con restos de aloquímicos esqueletales

Las muestras de mano (niveles CEP-BC y CEP-BD) exhiben laminaciones submilimétricas que conforman paquetes bien definidos con aloquímicos o minerales con halos, acumulación de materia orgánica y formación de estilolitas. La facies exhibe aloquímicos dispersos con ocasionales contactos entre sí, disolución y/o abrasión. Existen espículas de esponjas dispersas o en laminaciones, con orientación ocasionalmente preferencial; parches de recristalización dispersos y bioturbación esporádica (Figura 24, recuadro 2).

Microfacies tipo C. Wackestone-packstone de pelecípodos y elementos laminados con ocasionales zonas brechadas

Microfacies (niveles CEP-1.04 a CEP-1.043) con abundante lodo calcáreo y cantidades variables de fragmentos de bivalvos, intraclastos, calpionélidos y peloides; se observaron además elementos laminados con orientación preferencial; en algunas muestras al microscopio se observó fracturamiento y neomorfismo. Algunas muestras exhiben intraclastos, bioturbación y/o laminación convoluta; parches de recristalización, estilolitas y

facies con cementación por calcita microgranular; los contactos entre los clastos pueden ser puntuales, longitudinales o cóncavo-convexos (Figura 24, recuadro 3; 30c-30f, 31a, 31b).

El material circundante a las zonas de brechamiento tiene recristalización y/o micritización; también se observan estilolitas de sinuosidad variable y reemplazamiento en algunos aloquímicos y porosidad móldica por disolución de clastos, así como aloquímicos total o parcialmente disueltos con rellenos de microesparita, elementos recristalizados o materiales opacos dispersos en la matriz.

Microfacies tipo D. Mudstone de calpionélidos y radiolarios

La microfacies (niveles CEP 1.044 a CEP-1.103; CEP-1.145 a CEP 1.227) se caracteriza por su contenido orgánico y acumulaciones de piritita variables, en la matriz se presentan microfracturas rellenas de micrita, con cementación parcial o formando estructuras geopetales; los aloquímicos están mayormente dispersos, algunos con contactos puntuales o longitudinales (Figura 24, recuadro 4; figuras 31c-31f, 32a, 32d, 34d-34f, 35a, 35b). En muestras al microscopio se observan alteraciones en la composición original por disolución, recristalización y dolomitización; algunas facies además son híbridas con formación de microlaminaciones onduladas o subparalelas bien preservadas con orientación preferencial.

Los aloquímicos esqueletales más comunes corresponden a calpionélidos y radiolarios, y algunos microbivalvos con obliteración por calcita, pero sin fases de cementación aparente; los radiolarios tienen reemplazamiento por calcita. En algunas muestras se desarrolló porosidad fenestral obliterada por calcita y en algunos casos la compactación impide el reconocimiento de aloquímicos. Algunas veces se presentan planos de laminación bien marcados o estilolitas de baja sinuosidad además de fracturas rellenas de calcita.

Microfacies tipo E. Mudstone y limolita de calpionélidos y radiolarios con ocasionales mosaicos de dolomita.

En esta facies (niveles CEP-1-115, CEP-1-123, CEP-1-133) se observan varios grados de bioturbación, recristalización en la matriz y desarrollo de mosaicos de dolomita y/o pirita regular, pero sin ser dominantes (Figura 24, recuadro 5; figuras 32e, 32f, 33a-33f, 34a-34d). Los mosaicos de dolomita tienen cristales inequigranulares y con zonaciones o se muestran a manera de parches porfirotópicos, subequigranulares, con cristales subhedrales a euhedrales en los que se infiere reemplazamiento por inversión de material dolomitizado; algunos núcleos de estos cristales muestran cambios de coloración y están rellenos total o parcialmente por material micrítico; las microfacies en las que se presentaron estas características se tratan generalmente de mudstone de calpionélidos o limolita con ocasionales microbivalvos y radiolarios.

Microfacies tipo F. Wackestone-packstone de radiolarios y calpionélidos, con ocasionales foraminíferos planctónicos.

En muestras de mano (niveles CEP-1.256 a CEP-TL) se observan zonas masivas sin estructuras aparentes, estilolitas de perfil dentado-microcolumnar a oblicuo y vetas irregulares rellenas de calcita con una orientación subparalela a la estratificación. Se observa disolución de la matriz y formación ocasional de vetas subparalelas a la estratificación. En la parte inferior de algunos estratos se encuentran clastos dispersos con bordes redondeados y angulosos, algunos con contactos puntuales y longitudinales. Al microscopio, se observó materia orgánica, bioturbación y disolución parcial de la matriz; los aloquímicos esqueletales más comunes son foraminíferos planctónicos, radiolarios y calpionélidos, algunos de estos están dispersos y recristalizados u obliterados por calcita y se exhiben también cambios de textura o coloración en la matriz, posiblemente asociados a la mayor o menor presencia de materia orgánica o a variaciones en la acumulación de material arcilloso; ocasionalmente se desarrollan laminaciones de material en tonalidades de color marrón con bordes limitados por estilolitas rellenas de material arcilloso-opaco. (Figura 24, recuadro 6, figuras 36a-36f).

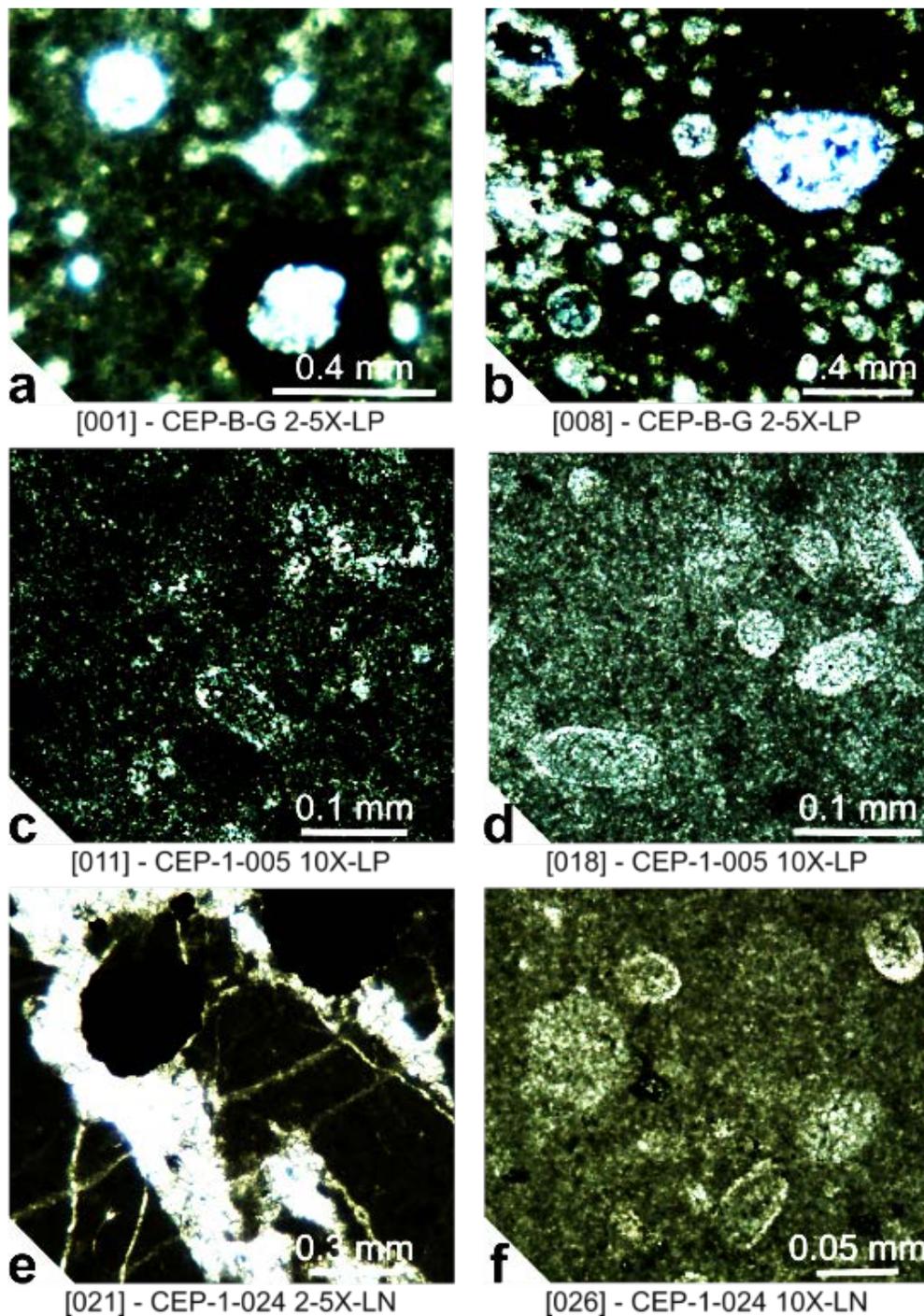


Figura 30. Fotomicrografías de la parte inferior de la Sección Cerro El Padhi (CEP). La mayoría de estos niveles corresponden a mudstone y wackestone de radiolarios, calpionélidos y calciesferas, con zonas brechadas por fracturamiento y con regiones en las que existe disolución de matriz con formación de microvetillas. **a)** y **b)** Wackestone-packstone de radiolarios y calciesferas con recristalización y elementos que presentan micritización alrededor; en **b)** se aprecia además la presencia de material opaco. **c)**, **d)** y **f)** Mudstone de calpionélidos con *Calpionellopsis oblonga* (Berriasiano superior, Zona de Calpionellopsis, Subzona Oblonga). **e)** Zona con microfracturas con canales de disolución, en la que se aprecian minerales opacos dispersos.

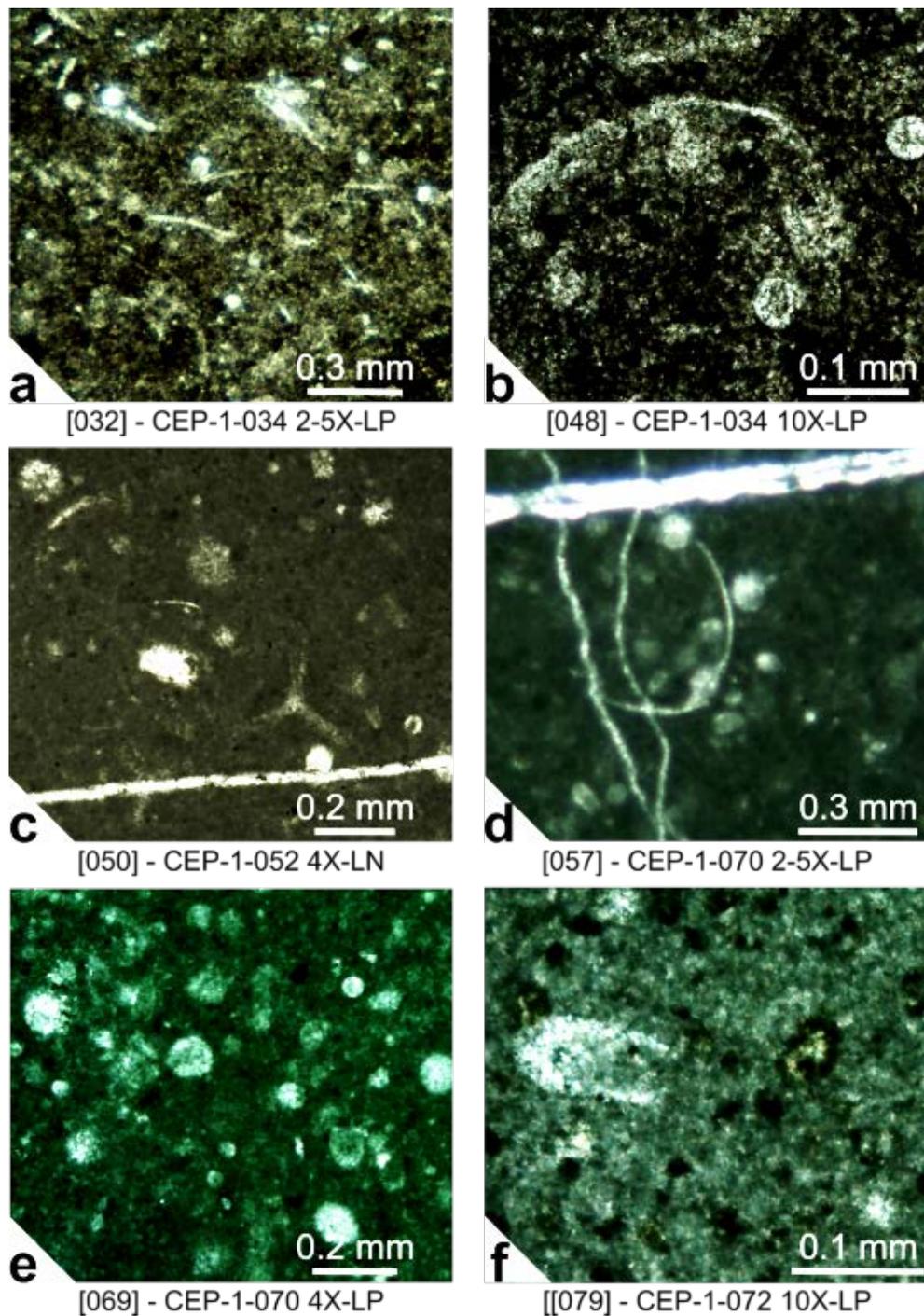


Figura 31. Fotomicrografías de la parte baja-media de la Sección Cerro El Padhi (CEP). La mayoría de estos niveles se tratan de wackestone de radiolarios, calpionélidos y algunas zonas con saccocómidos. **a)** y **b)** Wackestone de pelecípodos filamentosos con radiolarios. **c)** y **d)** Mudstone-wackestone de calpionélidos, calciesferas y radiolarios con espículas y un fragmento de roveacrínido. **e)** Facies híbrida que presenta mudstone-packstone de radiolarios espumeláridos y calpionélidos. **f)** Limolita calcárea con disolución y recristalización; los aloquímicos más conspicuos se tratan de calpionélidos y se presentan además restos de radiolarios, materiales opacos (posiblemente pirita) y fragmentos de espículas dispersos.

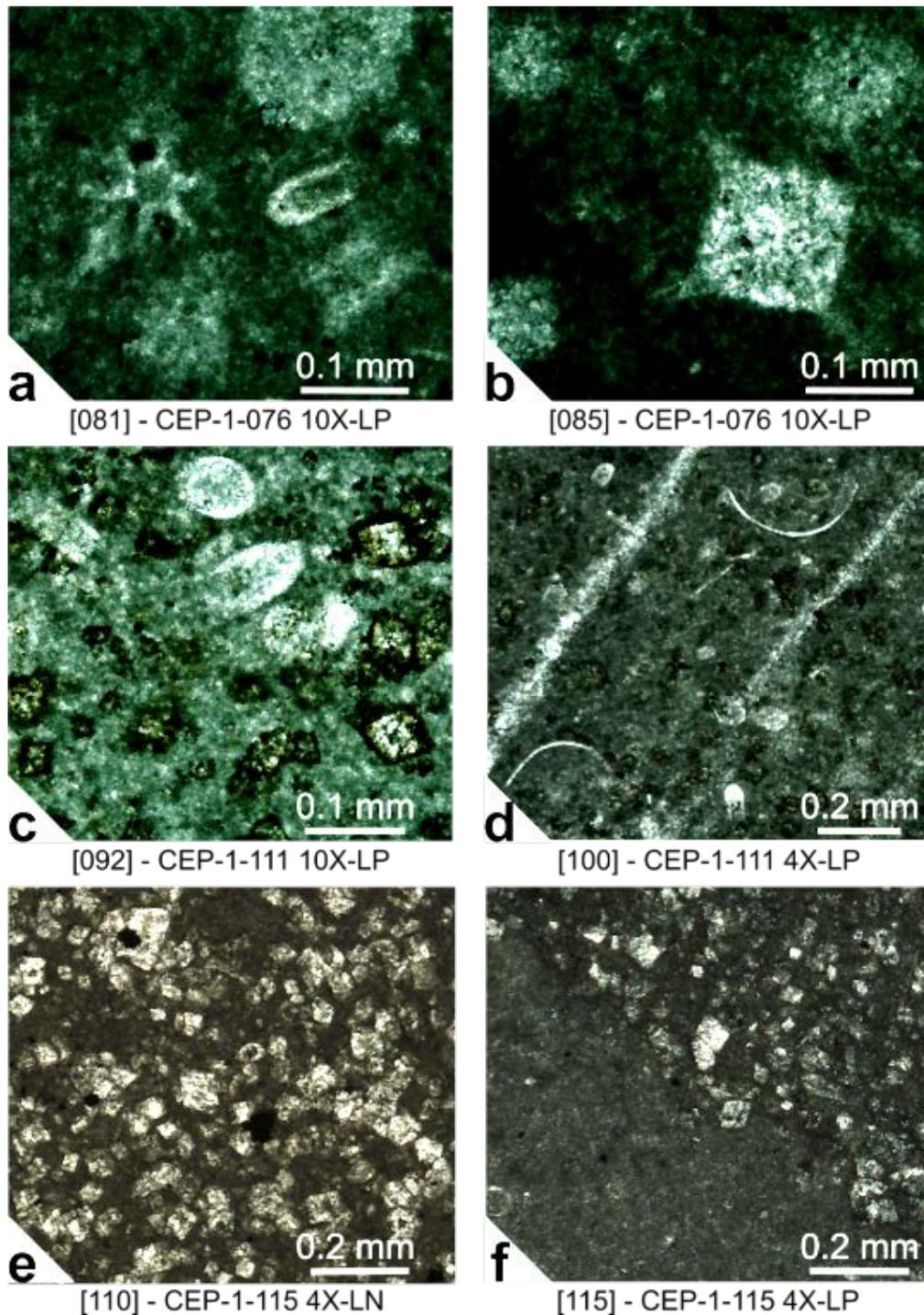


Figura 32. Fotomicrografías de la parte media de la Sección Cerro El Padhi (CEP). **a**) y **b**) Wackestone de radiolarios con ocasionales calpionélidos y algas. La matriz incluye fragmentos de material micrítico (microbrechamiento), así como estilolitas de baja sinuosidad, obliteradas por calcita, sin haber fases de cementación determinables. **c**) y **d**) Mudstone de calpionélidos y microbivalvos con ocasionales calciesferas y radiolarios espumeláridos. **e**) y **f**) Parches en mosaico porfirótico subequigranular de cristales subhedrales a euhedrales de calcita, por reemplazamiento (inversión) de material dolomitizado.

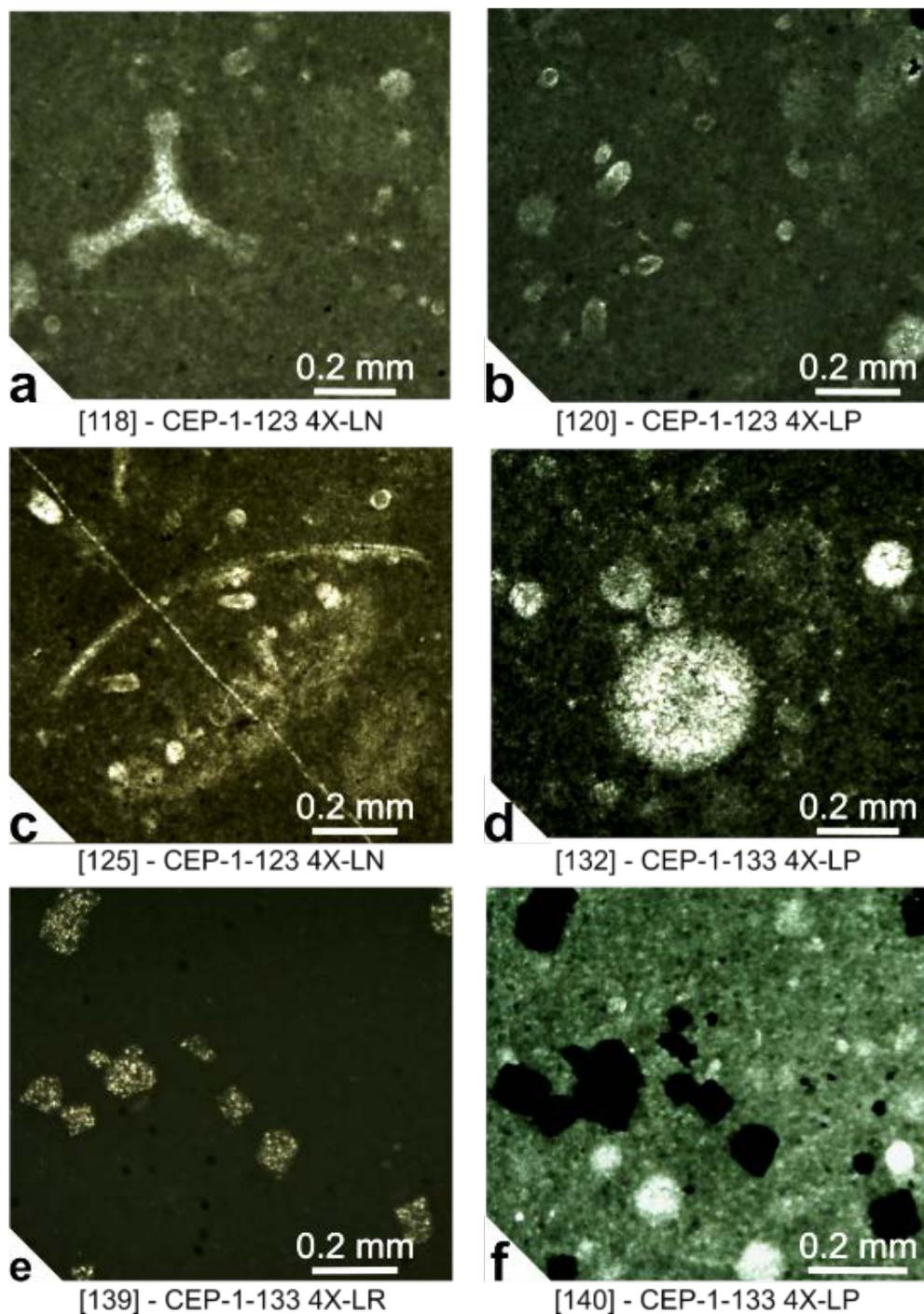


Figura 33. Fotomicrografías de la parte media-alta de la Sección Cerro El Padhi (CEP). La mayoría de estos niveles son wackestone de radiolarios y calpionélidos con algunos saccocómidos. **a)**, **b)** y **c)** Mudstone de calpionélidos y calciesferas con ocasionales algas filamentosas, restos de microbivalvos, foraminíferos planctónicos y radiolarios espumeláridos; los calpionélidos en este nivel se tratan de *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, y *Calpionellopsis oblonga*. **d)**, **e)** y **f)** Mudstone de calpionélidos y calciesferas con ocasionales algas filamentosas, restos de microbivalvos, foraminíferos planctónicos y radiolarios espumeláridos; en la matriz se encuentran cristales de pirita y óxidos.

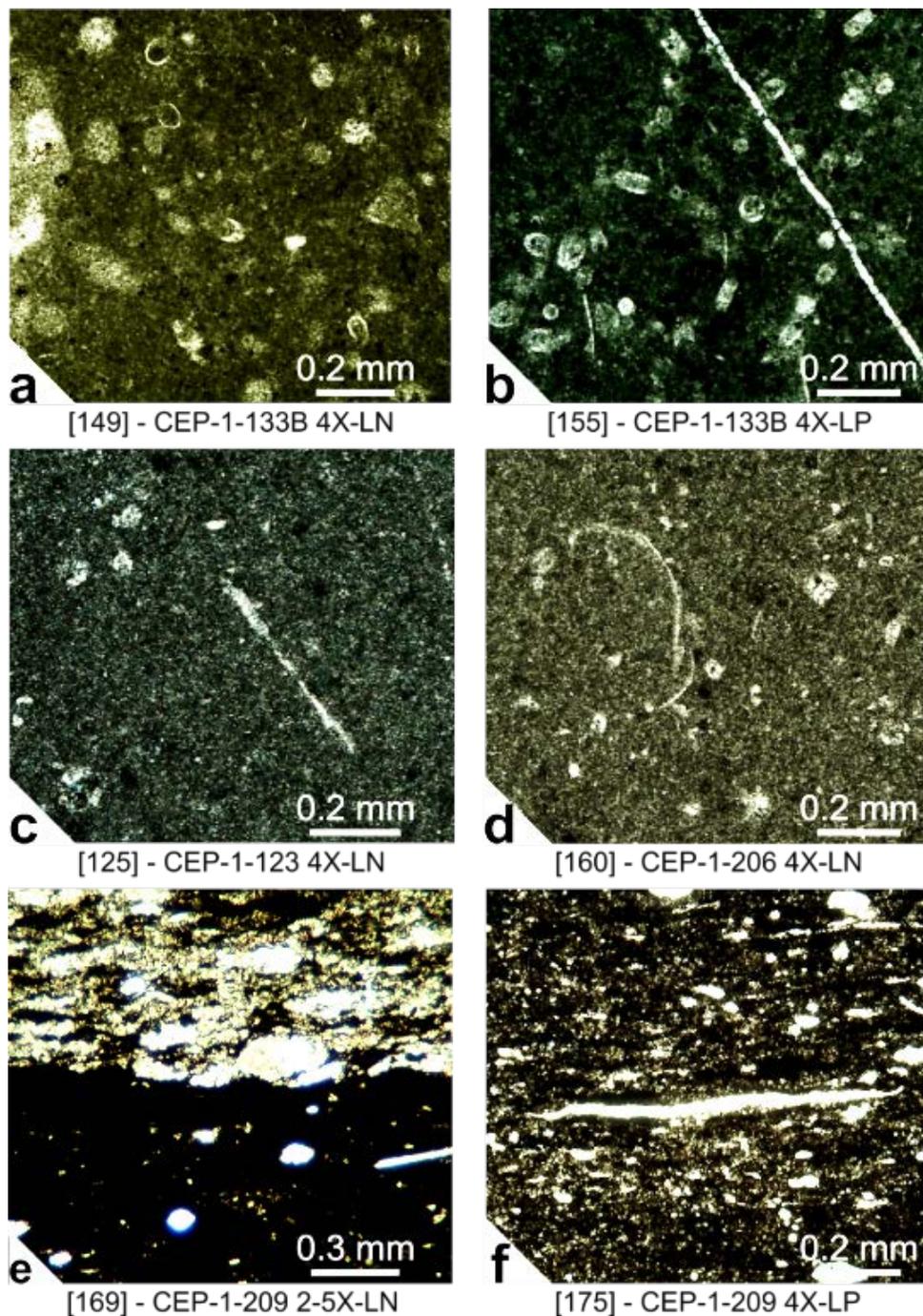


Figura 34. Fotomicrografías de la parte baja-media de la Sección Cerro El Padhi (CEP). Se observan algunos niveles con facies mixtas. **a)** y **b)** Wackestone de calcionélidos y radiolarios con parches de recristalización dispersos. En estos niveles son comunes los registros de *T. carpathica*, *R. cadischiana* y *C. oblonga*. **c)** Mudstone de calciesferas con fragmentos de microbivalvos, foraminíferos planctónicos y radiolarios espumeláridos. **d)** Mudstone de calcionélidos, radiolarios y microbivalvos con ocasionales calciesferas. **e)** y **f)** Limolita calcárea con porosidad fenestral, obliterada por calcita; por el grado de compactación solamente son reconocibles algunos foraminíferos planctónicos y microbivalvos orientados de manera paralela a los planos de estratificación; se presentan también estilolitas oblicuas de baja sinuosidad y fracturas rellenas de calcita.

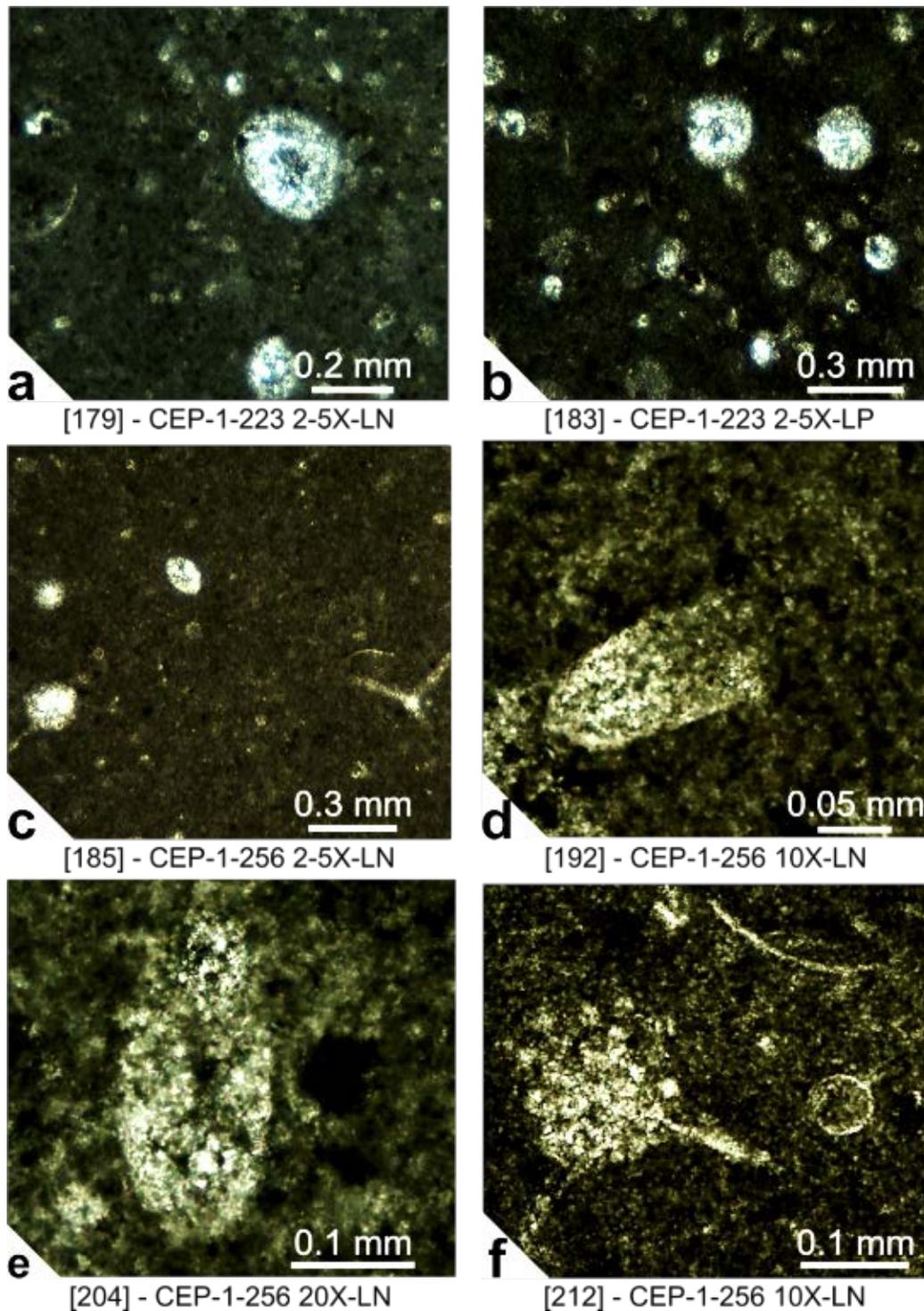


Figura 35. Fotomicrografías de la parte media-alta de la Sección Cerro El Padhi (CEP). En estos niveles son muy comunes los radiolarios y los calponiélidos se presentan de manera ocasional. **a)** y **b)** Mudstone-wackestone de radiolarios. **c), d), e)** y **f)** Mudstone de radiolarios y calponiélidos con ocasionales radiolarios espumeláridos.

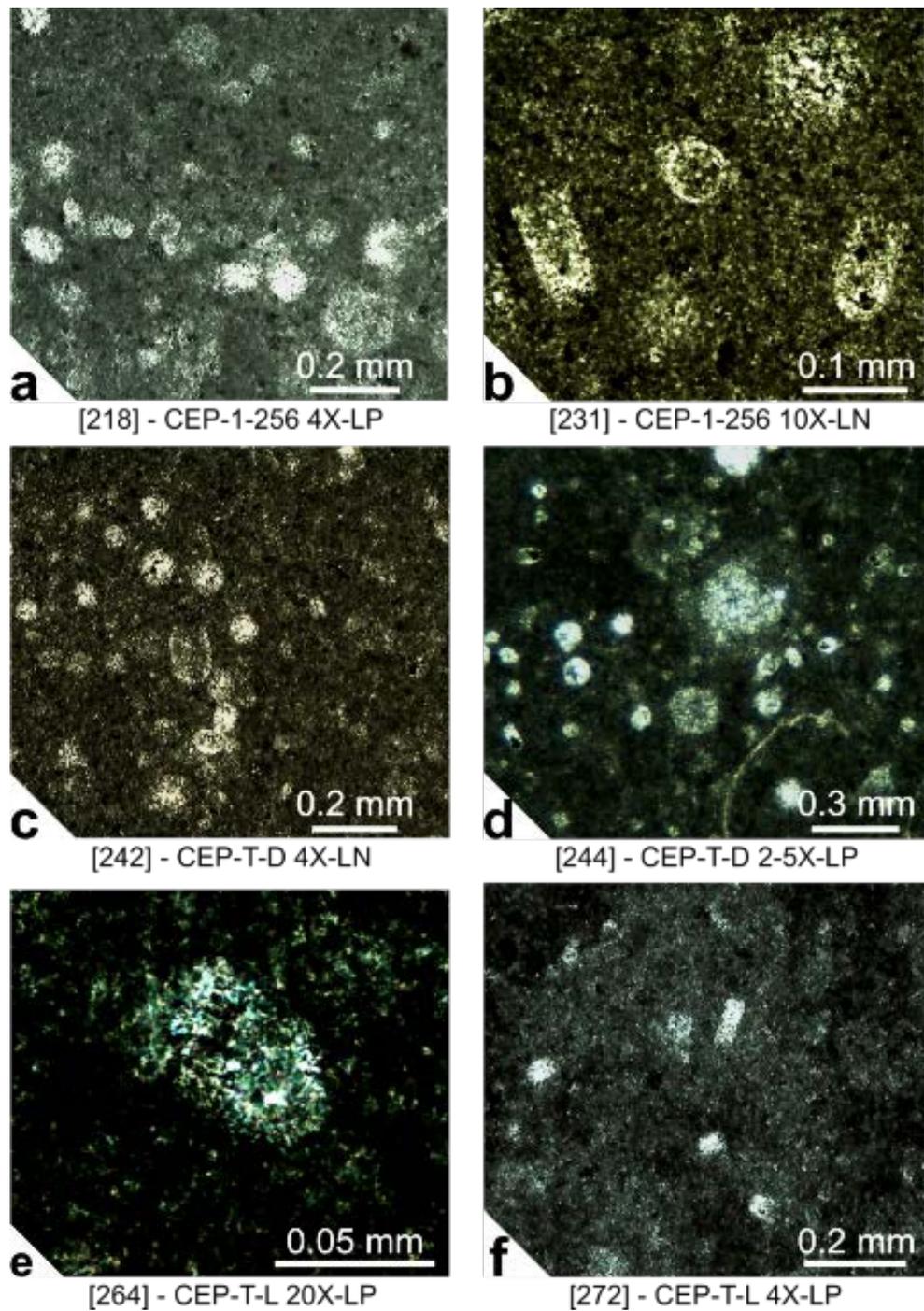


Figura 36. Fotomicrografías de la parte alta de la Sección Cerro El Padhi (CEP). **a**) y **b**) Mudstone de radiolarios con ocasionales calpionélidos. Los niveles tienen registros intermitentes de *Tintinnopsella carpathica*, *Remaniella cadischiana*, *Calpionellopsis simplex* y *C. oblonga*. **c**) y **d**) Wackestone de radiolarios con escasos calpionélidos y microbivalvos. **e**) y **f**) Mudstone de calpionélidos y calciesferas con fragmentos de micromoluscos dispersos.

Implicaciones sedimentológicas y estratigráficas con base en datos de microfacies

En algunos niveles se encontraron laminaciones con arreglo interno no preferencial de los aloquímicos, también se observó laminación convoluta en muestra de mano. Debido a que las facies y las microfacies representan en su mayoría zonas pelágicas y de rampa distal/pie de talud, se asocian a fluctuaciones de energía en el medio. De acuerdo con Kiessling (1996), las facies ricas en radiolarios, saccocómidos y laminaciones comúnmente están asociadas a condiciones de pie de talud proximales a zonas de cuenca. En estas facies es común encontrar condiciones moderadas a buenas de preservación en los radiolarios (Subdivisiones 3 y 4 de las condiciones de preservación de radiolarios, *sensu* Kiessling, 1996, p. 240-244) generalmente recristalizados y/o corroídos con índices de diversidad que se mantienen generalmente altos. O'Dogherty y Guex (2002) consideran que los cambios en la diversidad de los radiolarios, de baja a muy alta, se atribuyen a recambio de fauna con estrés ambiental resultante en asociaciones de baja diversidad o a condiciones de inicios de eventos transgresivos de buena oxigenación en la zona nerítica que permitió la radiación en la biota bentónica y que es coincidente con periodos de regeneración de plataformas carbonatadas adyacentes. Además, O'Dogherty y Guex (2002) enfatizan que en condiciones de alta diversidad de radiolarios se llegan a presentar valores elevados con depósito de fósforo, nutriente esencial para la productividad marina y cuya abundancia se ha visto correlacionada con momentos geológicos de relativa elevación del nivel del mar (Hallam, 1984; Föllmi, 1996).

Aunque son poco comunes los estratos con dolomita en mosaico porfirotópico inequigranular con escasa afectación de los aloquímicos, esto responde a condiciones postdeposicionales, posiblemente bajo enterramiento profundo; este modelo de dolomitización considera que la subsidencia de las cuencas es un factor que impulsa la dolomitización ya que incrementa la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y hace que se alcancen temperaturas elevadas (mayores a 150 °C) que permitieron superar las barreras cinéticas para su formación. Las fuentes de magnesio que pudieron estar presentes son salmueras residuales, agua de mar que se filtra a través de fracturas, grietas y porosidad, así como el agua extrusionada de arcillas. De estas fuentes, las dos últimas son quizás las menos probables, sin embargo, es

posible que en el proceso intervengan combinaciones de todas estas fuentes y que exista además extrusión de magnesio en las zonas de talud y plataforma cercanas a la parte dolomitizada. Como el proceso tiene lugar después de la litificación, las texturas originales comúnmente son obliteradas o reemplazadas con formación de cementantes de calcita y ankerita. A su vez, es común que en las facies con dolomitización por enterramiento profundo los cementos de dolomita tengan inclusiones fluidas bifásicas con salinidades mayores a las del agua de mar y temperaturas de homogeneización mayores a los 50 °C. Además, cuando hay migración de hidrocarburos, éstos pueden quedar agregados en las inclusiones fluidas.

Consideraciones paleoecológicas con base en datos geoquímicos

En las figuras 37 a 39 se muestran las variaciones en la cantidad de aloquímicos y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ documentando un aumento general en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y una disminución general en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ que corresponden a la mitad superior de la sección analizada. En esta parte de la sección, se observan variaciones en la abundancia de espículas de esponja, pelecípodos y foraminíferos y un aumento regular en la abundancia de calpionélidos con abundancia regular de radiolarios.

Para la sección Cerro El Padhi, los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ oscilan entre +0.85‰ y +1.78‰ con la mayoría de las mediciones entre +1.2‰ y +1.55‰. Estos valores son mucho más bajos en rocas con textura mudstone-wackestone en comparación con los obtenidos para las demás texturas, aunque también hay valores bajos en rocas con textura mudstone-packstone y en lutita y limolita calcárea, comparables con los valores más altos en carbonatos marinos y los valores intermedios del carbón, materia orgánica y petróleo con relación a los valores compilados por Field y Fifarek (1985) para diferentes ambientes geológicos (Figura 39).

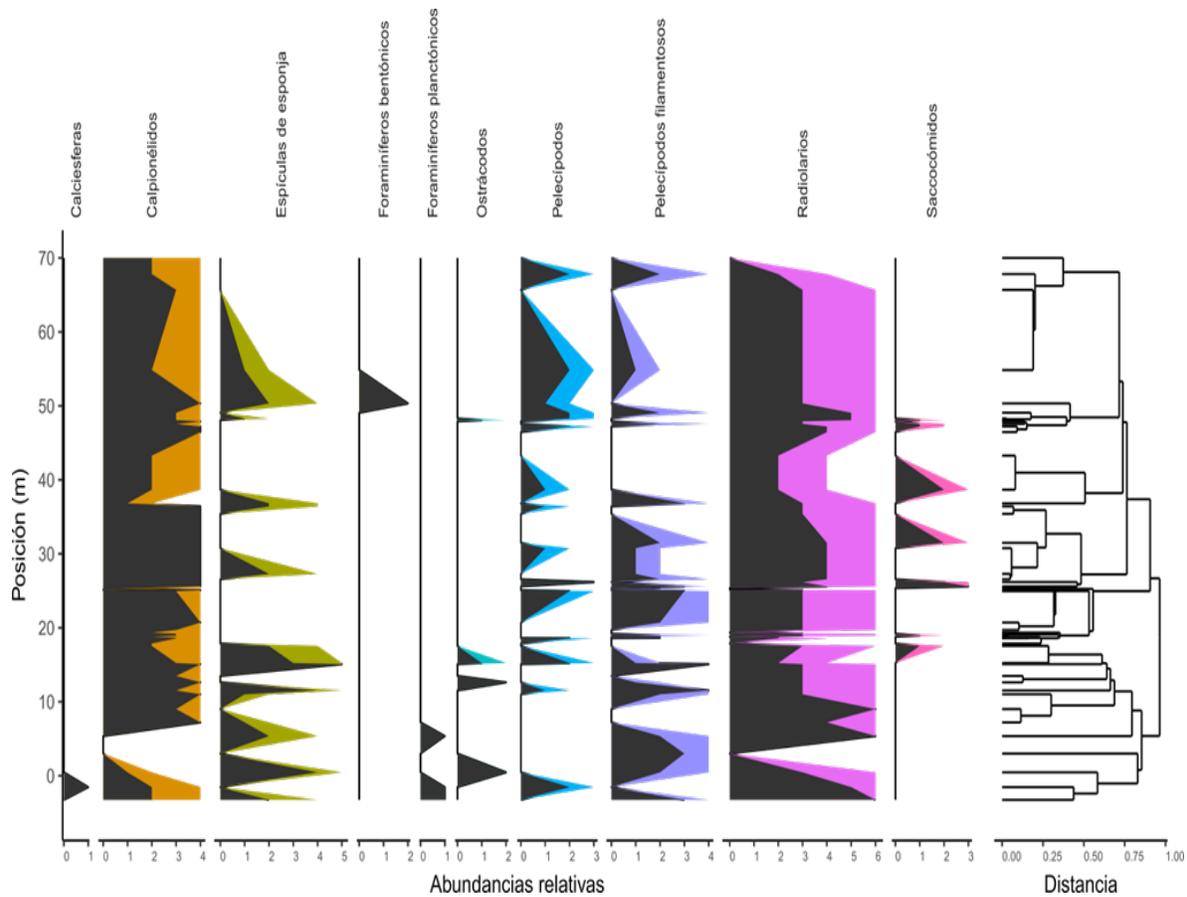


Figura 37. Diagrama de abundancias de aloquímicos esqueléticos a lo largo de la columna estratigráfica Cerro El Padhi. Se muestran barras de exageración en color para remarcar la importancia relativa de los elementos registrados. A la derecha se presenta el diagrama de agrupamiento constreñido por edades para la secuencia estratigráfica por el método de CONISS (Grimm, 1987; Bennett, 1996).

La variación en los valores de isótopos de carbono y oxígeno en la sección Cerro El Padhi no muestra un control diagenético ni alteraciones inherentes a la litología o a la textura que presentan las muestras, sin embargo, la variación es distinta cuando se comparan los valores de $\delta^{13}\text{C}$ por litologías y resulta ser mayor para calizas (de 0.8 ‰ a 1.76 ‰) que para lutita y limolita calcárea (1.1 ‰ a 1.42 ‰) (Figura 39).

Para el caso de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ se presentan valores de -5.8 ‰ a -4.8 ‰, mayormente frecuentes para el intervalo de -5.5 ‰ a -4.8 ‰ y con un sesgo hacia los valores menos negativos, con marcada disminución hacia la mitad superior de la sección analizada. Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$, varían de 5.75 ‰ a -4.7 ‰ en caliza, mientras que en lutita y limolita

calcárea oscilan entre -5.2 ‰ y -5.8 ‰ y se presentan mayores variaciones en rocas con textura mudstone-packstone y wackestone en comparación con las variaciones obtenidas para rocas con textura mudstone-wackestone, wackestone-packstone y rocas conformadas por lutita y limolita calcárea (Figura 39). Estos valores presentan un alto enriquecimiento de oxígeno ligero en comparación con sistemas sedimentarios marinos, cercanos a los registrados en carbonatos hidrotermales con relación a registros compilados por Field y Fifarek (1985), no obstante, son comparables con los valores más altos compilados por Hoefs (2009) para rocas sedimentarias. La posible correlación negativa mostrada en calizas de mayor pureza se puede atribuir a la existencia de un sistema diagenético semiabierto durante la fase de cementación de estas muestras, con cementantes que se desarrollaron en las cavidades de fracturas o elementos disueltos derivados de los mismos procesos de solución en comparación con sucesiones de caliza arcillosa (O'Hearn *et al.*, 1993; Jarvis *et al.*, 2002). También son comparables con los presentados por Adatte *et al.* (1996) para la última parte de la sección de San Pedro del Gallo en donde indican una disminución muy marcada en los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de -3.0‰ y -5.0‰ en una secuencia predominantemente de caliza con aporte de material terrígeno (cuarzo, clorita y caolinita) (subzona D1, *Calpionellopsis simplex*), así como para la parte alta de la Formación Taraises en la localidad de Iturbide, Nuevo León, con una disminución de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de -4.0‰ y -5.5‰ para una secuencia en la que se presenta aporte de material siliciclástico (filosilicatos) con una abundancia por arriba de 70%. En ambos casos las partes de las secuencias que son comparables corresponden con depósitos de cuenca profunda (registrados por los autores como microfacies F1 y F2, de ambientes pelágicos a hemipelágicos, con influencia de material circalitoral en el que se hallan espículas de esponjas, calpionélidos, foraminíferos aglutinantes y fragmentos de pelecípodos y ammonites). Price *et al.* (2016), consideran que las diferencias que se pueden dar con respecto a la magnitud de los valores para las excursiones en la señal de isótopos de carbono se pueden deber a numerosos factores entre los que se incluyen condiciones locales asociadas a la química del agua, la disponibilidad de nutrientes y la productividad primaria; la influencia fluvial que incrementa el transporte de isótopos ligeros hacia la cuenca y hace más variable la disposición de carbono inorgánico disuelto; el retrabajo de los sedimentos y la contribución por parte de cementantes diagenéticos. El

aumento en valores de $\delta^{13}\text{C}$ se puede asociar a la mezcla de aguas que se consideran de mayor latitud. Sin embargo, el aporte de material continental, y particularmente de materia orgánica hacia el medio marino, proporciona también una pista sobre el enriquecimiento de los sedimentos en ^{14}C . El aumento de este isótopo se relaciona de esta manera porque la llegada de materia orgánica posibilita un aumento repentino en la biota que aprovecha el carbono de la materia orgánica para generar sus testas, esta biota se puede tratar de organismos que producen carbonatos para su protección como son moluscos, equinodermos y microorganismos calcáreos (p. e., calpionélidos). El aumento repentino de la biota propicia que el medio que los circunda se enriquezca en carbono pesado debido al secuestro preferencial de los isótopos ligeros por parte de los organismos. El influjo de aguas de mayores latitudes se mostraría también como un cambio isotópico, particularmente del oxígeno, ya que las aguas de mayor latitud, que se considera que tienen menor temperatura, están también enriquecidas en isótopos ligeros al no existir una insolación muy marcada para zonas de este tipo.

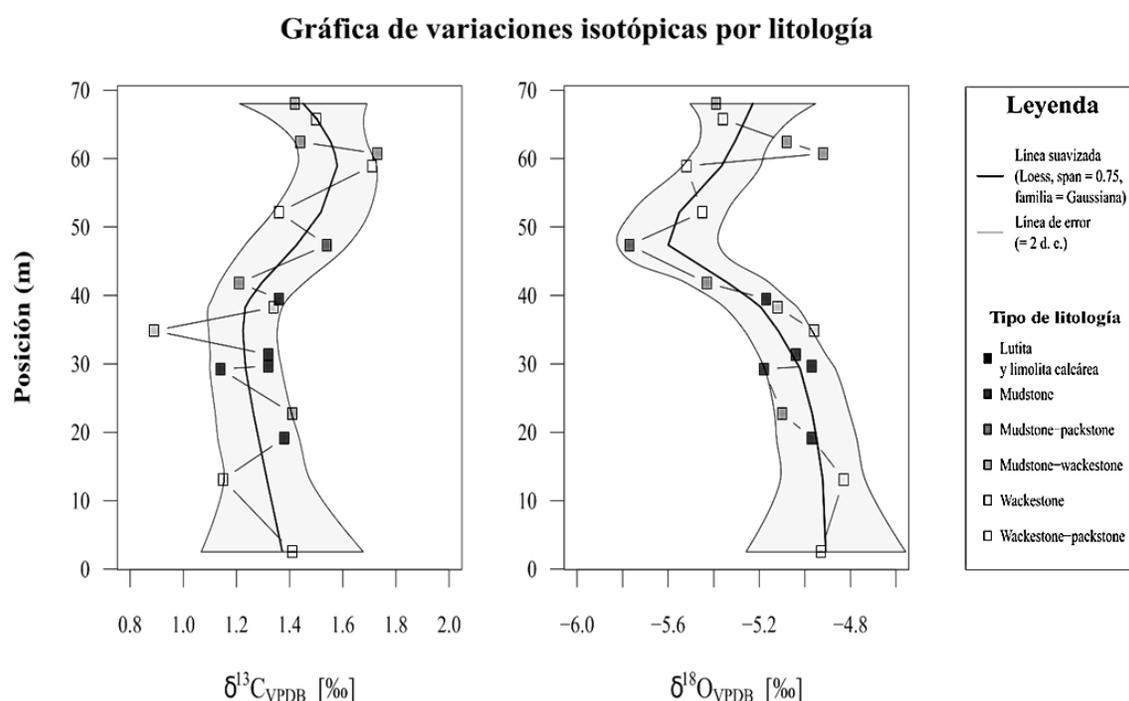


Figura 38. Variaciones isotópicas (con bandas de error por suavizado *loess*) para las señales de carbono y oxígeno con relación a las litologías de las que fueron obtenidas las muestras en la sección Cerro El Padhi.

En la parte alta de la columna se presentan valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$ los cuales se mantienen y muestran un máximo cerca de los 60 m. En este intervalo la correlación de los valores isotópicos de carbono y oxígeno se encuentra mejor marcada. Las facies en esta parte de la columna estratigráfica muestran un enriquecimiento en la cantidad de radiolarios los cuáles se vuelven dominantes con respecto a otros aloquímicos esqueletales. Una explicación plausible a este hecho es un aumento derivado de aguas en la que se presentó una mayor productividad de estos organismos, lo que concuerda también con los valores altos en el $\delta^{13}\text{C}$. Keigwin (1979) considera la posibilidad de que exista un “efecto vital”, el cual puede estar asociado al incremento de CO_2 atmosférico (Stoll, 2005; Kuhnt *et al.*, 2017) o resultar de la intensificación del reciclado de carbono ligero dentro de la zona fótica como parte de una estratificación superficial muy marcada (Küspert, 1982; Meyers *et al.*, 2006). Madhavarahu *et al.* (2013) mencionan una excursión semejante para registros del Valanginiano en Sonora, la cual interpretan también relacionada a un incremento en la productividad primaria en la zona fótica o como indicativa de cambios en el flujo de carbono para las partes distales de la cuenca analizada. Otras posibles fuentes que estarían proporcionando cambios en la composición isotópica del medio se tratarían de influjo por actividad volcánica sostenida o por surgencias a partir de corrientes de fondo o por acción climática puntual en regiones con aporte de material continental. Estos dos fenómenos aportan elementos al medio que hacen que cambie -de manera muy posiblemente súbita- la química del medio, favoreciendo procesos (físicos, químicos, biológicos y geológicos) relacionados con la composición media del mar (salinidad), la temperatura, formación de corrientes o movimientos de masas de agua por diferencia de densidades.

Se considera que durante el Tithoniano tardío-Barremiano, en el Archipiélago de Tamaulipas, existía depósito de material clástico hacia sus bordes, a la vez que las áreas de las plataformas se extendían con grandes paquetes de carbonatos. La región centro oriente de México experimentó además un aumento en la velocidad de subsidencia con cantidades cada vez menores de lutita intercalada. Este archipiélago fue finalmente cubierto en su mayoría y solo quedaron emergidas algunas zonas al sureste de México (Winkler y Buffler, 1988, en Padilla y Sánchez, 2007).

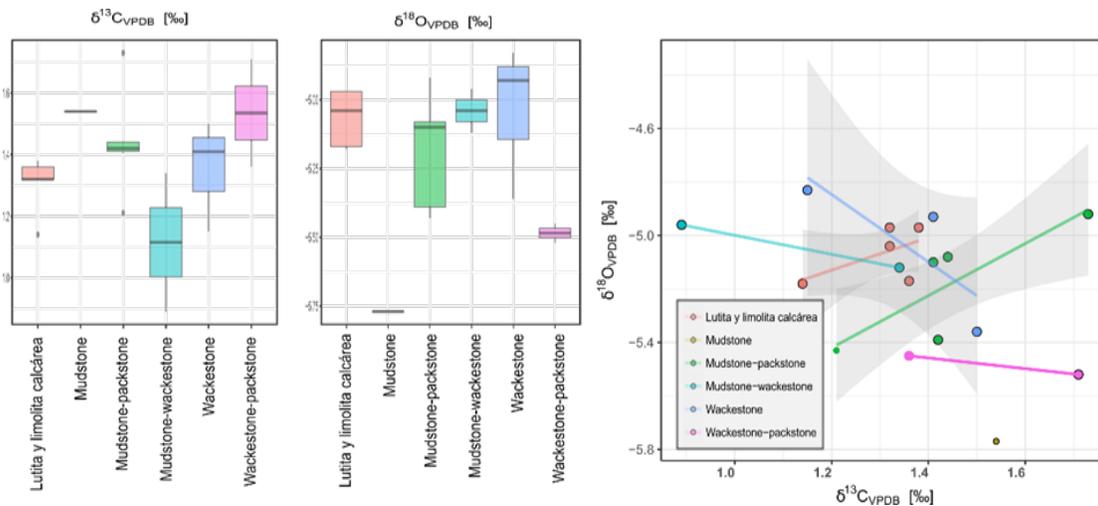


Figura 39. Variaciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con relación a las litologías en que se realizaron las mediciones. Las mayores variaciones se presentan para caliza y lutita calcárea, respectivamente. Se muestra también que la correlación entre las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno muestra en todos los casos una tendencia ligeramente negativa a excepción de las muestras con textura mudstone-packstone. Esta correlación no es significativa para todos los casos ($r^2_{\text{ajustada}} = 0.0618$; $p\text{-value} = 0.1648$). Esta falta de correlación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ sugiere que las muestras no fueron sujetas a modificaciones postdeposicionales de modo que preservan las firmas isotópicas originales.

Berger y Vincent (1986) consideran que el aporte de material continental, en combinación con material procedente de suelos, durante eventos regresivos se asocia a intercambios en los reservorios de carbono oceánico y continental, lo que permite el fraccionamiento entre masas de agua con niveles distintos de enriquecimiento de carbono. A su vez, Föllmi (2012) asocia cambios en la señal isotópica de carbono que tienen correlación positiva con relaciones isotópicas de oxígeno, asociadas a cambios en las condiciones de humedad, con influjos de agua continental, cuya idea se soporta por aparición de caolinita para registros del margen norte del mar de Tetis.

Föllmi (2012) presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ que aumentan subsecuentemente, asociados a aumentos en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y los interpreta como “no necesariamente relacionados con una disminución de la temperatura global sino asociados a condiciones de mayor transferencia y almacenamiento del agua en el continente y/o la pronunciada caída del nivel del mar”. Con relación a la generación de eventos regresivos, Martínez y Dera (2015)

apuntan que el incremento de zonas continentales, con formación de dominios marginales, favorece el aumento en la productividad marina, lo que se refleja en valores altos de $\delta^{13}\text{C}$.

La disminución en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ es coincidente con fases de disminución de nivel del mar al menos para la parte baja y media de la sección analizada. En la parte media de dicha sección este patrón se explica por la retirada del mar, lo que incrementa la superficie erosionable con lo que se habría estado aportando material continental hacia el ambiente marino, enriqueciéndolo en ^{13}C .

De acuerdo con Kaiho *et al.* (2009), otras posibles causas de la entrada de isótopos ligeros de carbón al sistema son también: 1) el influjo de carbono proveniente del manto; 2) la disminución en la biomasa; 3) la descomposición de la materia orgánica del medio marino; 4) la denudación de la materia orgánica proveniente de los continentes; 5) la disociación de hidratos de carbono depositados hacia los márgenes continentales y 6) el impacto de un cometa. De las causas mencionadas anteriormente, la disociación de los hidratos de carbono sugiere la generación de condiciones anóxicas al menos para la acumulación de estos elementos en los sedimentos marinos y la generación de condiciones cálidas en al menos la superficie oceánica debido a un incremento en la producción de CO_2 atmosférico que, finalmente, produciría una disociación notoria de estos compuestos. A su vez, la denudación de material continental es normalmente acompañada por picos positivos de carbono orgánico total asociados a eventos externos que provocan erosión masiva en sedimentos y suelo, liberando cantidades importantes de CO_2 a la atmósfera a escala local, regional o global, lo que ocasionalmente se muestra como una excursión negativa en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ por incremento en la proporción de carbono ligero atmosférico proveniente de la desintegración de materia orgánica continental.

Con respecto a las variaciones en el contenido de isótopos de carbono y oxígeno, se tienen datos que sugieren cambios paleoecológicos y paleoclimáticos a nivel global dentro del intervalo Berriasiano-Aptiano (Weissert *et al.*, 1998, Jenkyns y Wilson, 1999; Erba, 2004; McArthur *et al.*, 2007). En el trabajo de Weissert *et al.* (*op. cit.*) se integran datos que indican una disminución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para las plataformas del margen este tetisiano con

valores que llegaron a 1.0 ‰ hacia la zona de *Nannoconus steinmannii* para la transición Tithoniano-Berriasiano, con un aumento de alrededor de 0.05 ‰ después del cual se observan pequeñas variaciones hasta el Valanginiano tardío. Eguiluz de Antuñano (2011, p. 307) considera para estratos de la Cuenca de Sabinas que los datos de Europa y México permiten interpretar un cambio climático importante inferido también por Adatte *et al.* (1991) basados en datos de relaciones Mg/Ca, valoraciones en el contenido de arcillas y conjuntos faunísticos. Es posible que estos cambios ambientales hubiesen estado relacionados a variaciones en el nivel del mar a nivel global. Los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para pisos subsecuentes al Berriasiano sugieren además un importante enfriamiento asociado al descenso del nivel del mar a partir de este piso, con un retorno del mismo durante el Valanginiano y Hauteriviano (Adatte *et al.*, 1991).

En la columna estratigráfica analizada se puede observar que existe una tendencia hacia valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$ en la parte media correspondiente con una posible fase de disminución relativa del nivel del mar. De acuerdo con Jarvis *et al.* (2002), durante los periodos de descenso del nivel del mar existe una disminución en el enterramiento de carbono orgánico y las regiones donde se tiene un nivel bajo del mar se consideran zonas de retrabajo con regreso de materia orgánica al medio; este escenario supone también un cambio en la circulación oceánica cuyo incremento proporcionaría a su vez un reciclado de carbono ligero que incrementa temporalmente el reservorio de carbono oceánico, lo que se puede acompañar de una reducción en el flujo de carbono hacia los sedimentos y reduce finalmente la señal de carbono, que se hace más notoria al existir un incremento en la oxidación de la materia orgánica acoplado a la disminución relativa del nivel mar. La oxidación de la materia orgánica incrementaría la $p\text{CO}_2$ con lo que se presentaría una mayor tasa de intemperismo, aunque no solamente promovería una mayor disminución en la señal del isótopo de carbono, pues si esto es acompañado del incremento del flujo de Ca^{2+} hacia el océano se induce además un equilibrio en el medio por acumulación de carbonatos que baja también los valores de $\delta^{13}\text{C}$.

Morales *et al.* (2013) presentan una tendencia semejante a la descrita para valores de $\delta^{13}\text{C}$ en la transición del Valanginiano temprano-Valanginiano tardío (Subzona de *Busnardoites campylotoxus*-Zona de *Saynoceras verrucosum*) con un incremento en la tasa de sedimentación desde 0.3 mg/cm²/ka a 0.8 mg/cm²/ka en el que se han inferido influjos puntuales significativos de material terrígeno y fluctuaciones en la $p\text{CO}_2$ atmosférica, asociada a actividad volcánica, así como a fases de enfriamiento pronunciado y a condiciones de anoxia en aguas oceánicas profundas. Sprovieri *et al.* (2006) indican que esta tendencia marca el inicio del evento Weissert.

Jarvis *et al.* (2002) menciona además que la rápida disociación de hidratos de metano en los márgenes continentales puede ser una fuente de variación en el contenido de isótopos. Las fuentes de metano, sumadas a condiciones fisicoquímicas controlan la estabilidad de estos compuestos y limitan su distribución a condiciones específicas de presión y temperatura. Kvenvolden (1998a) estima que cerca 10 000 gigatoneladas de carbono son almacenadas en forma de hidratos de gas y se ha postulado que los cambios de nivel del mar y circulación provocan variaciones en estos almacenamientos, desestabilizándolos y provocando su liberación hacia el océano y la atmósfera; además, se ha argumentado que el calentamiento en aguas profundas y la rápida disminución de la presión resultan en la disociación repentina de metano (Dickens *et al.*, 1995). Kvenvolden (1998a; 1988b) indica que esto sucede cuando el sistema se enriquece en isótopos de carbono ligero (los valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilan entre -71.3 ‰ y -36.1); la liberación de metano se puede deber a diversas causas como el fallamiento en pendientes submarinas, la disminución relativa del nivel del mar o el incremento de la temperatura en el fondo oceánico. El aumento en la temperatura del fondo oceánico se puede asociar a su vez a la liberación de CO_2 con la subsiguiente liberación de metano que presentaría además un efecto invernadero sinérgico que se aceleraría a su vez por la oxidación CO_2 (Kaiho *et al.*, 2009).

Variaciones en el nivel del mar

En la figura 40 se muestran las variaciones del nivel del mar para la sección estratigráfica Cerro El Padhi, en la que se presentan dos modelos de facies con sedimentación predominantemente pelágica con elementos de rampa media/plataforma profunda a cuenca profunda. Estas variaciones se han comparado con curvas globales de cambio en el nivel del mar (Haq *et al.*, 1987; Ogg *et al.*, 2008; Gradstein *et al.*, 2012; Ruban, 2014). Se presentan las similitudes relativas de ambas curvas con una ligera somerización para el límite Berriasiano-Valanginiano, coincidentes con variaciones relativas del nivel del mar en la sección Cerro El Padhi.

Los cambios en el nivel del mar pueden estar relacionados a cambios eustáticos con consecuencias a nivel global. Estos cambios relativos de nivel del mar se pueden asociar a factores locales con procesos de subsidencia, o levantamiento tectónico o como resultado de cambios en la tasa de sedimentación, referidos a ajustes internos de la cuenca que no necesariamente coinciden con las variaciones globales del nivel del mar. Las tasas de subsidencia son importantes en el caso de rampas asociadas a condiciones extensionales, con desarrollo de zonas emergidas en las que hubo afluencia de material terrígeno, especialmente en ciclos de aridez (Burchette y Wright, 1992).

El aumento en facies arcillosas hacia la parte media de la sección Cerro El Padhi relacionado con un descenso del nivel del mar a largo plazo sugiere la transición desde una asociación de facies pelágicas a una con condiciones de mayor energía. Esta asociación se caracteriza por litología de caliza fosilífera con abundantes organismos pelágicos y hemipelágicos, establecidas comúnmente durante fases de tipo *Higstand System Tracts*, en tanto que las facies en las que se exhiben elementos asociados a tormentas desarrollaron elementos de rampa y/o cuenca durante una fase de tipo *Lowstand System Tracts*, con comunes intercalaciones de material arcilloso, reflejo del desarrollo de facies distales durante una caída de nivel del mar o un aumento en la tasa de sedimentación. Se sugiere un importante control eustático sobre las microfacies observadas debido a que las curvas de nivel relativo del mar para la sección Cerro El Padhi son similares a las curvas de variaciones globales. Se

inferen posteriormente condiciones de relativa estabilidad hasta el último tercio del intervalo analizado, donde ambos esquemas sugieren un pulso mayor de descenso del nivel del mar y que, de acuerdo con el esquema de Haq (2014) se encontrarían cerca de los límites de secuencia en el registro de los intervalos KBe4, KVa1-KVa2. Por su parte, López-Zúñiga (2013) considera además que la relativa estabilidad que caracteriza a las calizas de la Formación Tamaulipas Inferior, en por lo menos parte del noroccidente de México, donde se desarrollaron facies de ambientes más someros, se debe a que *“a las profundidades en las que se deposita esta formación, tanto los cambios eustáticos como otros factores que modifican el nivel eustático y causan un cambio importante en ambientes someros, no tienen influencia directa y por lo tanto no tenían repercusiones notables en el tipo de depósito, permitiendo así que el ambiente conservara cierta estabilidad”* (López-Zúñiga, 2013, p. 98), lo que es coincidente en la última parte de la sección analizada.

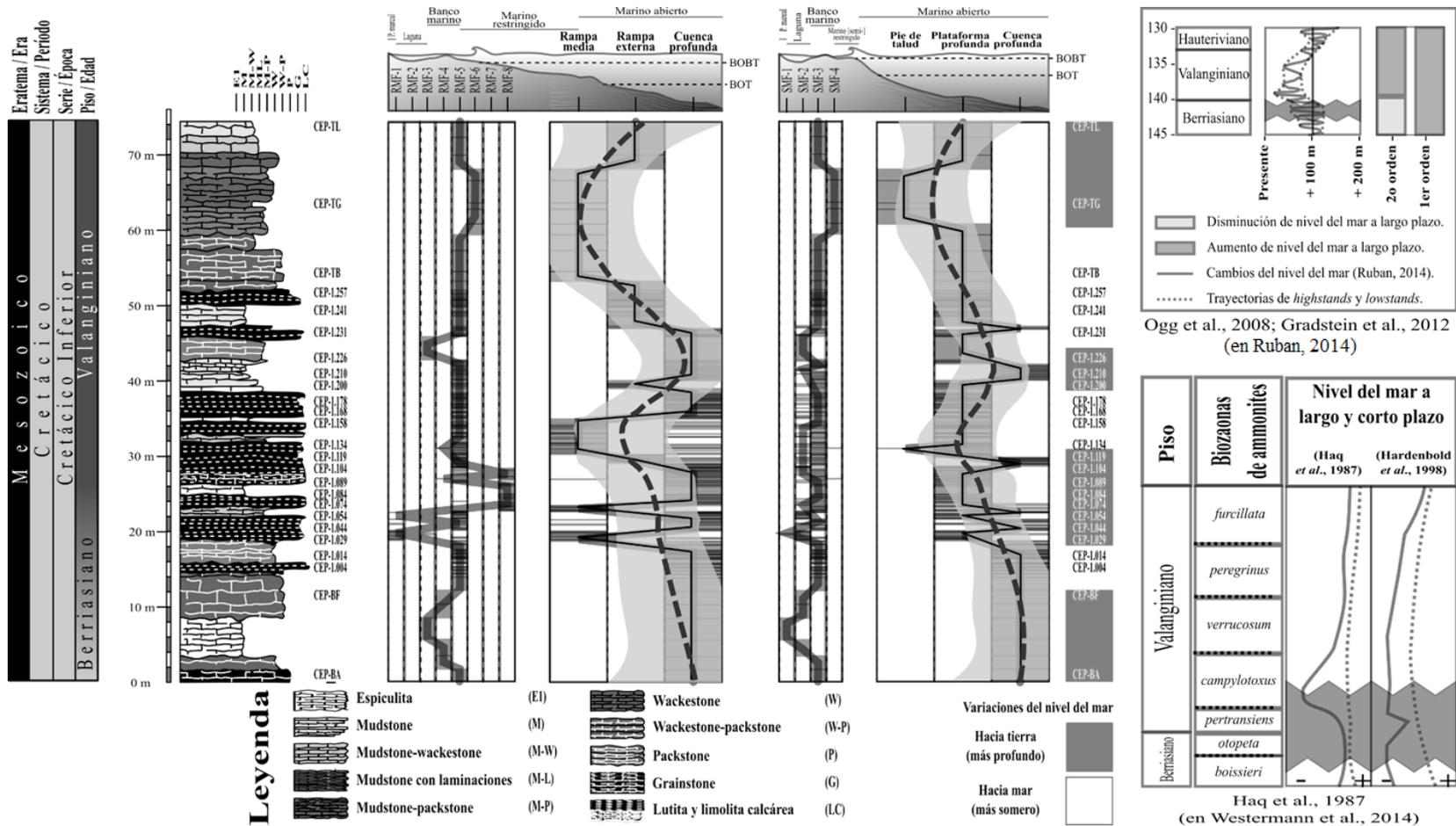


Figura 40. Curvas de variaciones del nivel del mar interpretadas para dos modelos de sedimentación en la Sección Cerro El Padhi. Los modelos de sedimentación aplicados fueron de rampa homoclinal (izquierda) y de plataforma bordeada (derecha) comparándose las curvas locales (en línea puntuada) con los modelos globales de Haq et al. (1987), Ogg et al., (2008) y Gradstein et al. (2012) y presentándose las regiones coincidentes con entramado gris, en las que se muestra una tendencia hacia la somerización relativa del nivel del mar en ambos casos.

Interpretación paleoambiental

De acuerdo con los diferentes modelos empleados fue posible reconocer las siguientes facies para la Sección Cerro El Padhi (*sensu* Flügel, 2010).

Modelo de plataforma bordeada

Facies de cuenca profunda

Estas facies corresponden a zonas distales por debajo de la zona eufótica, con un tirante de agua de cientos a miles de metros. Los sedimentos comunes en las zonas de cuenca profunda corresponden a arcillas pelágicas, ooze, turbiditas y lodos hemipelágicos; la estratificación es variable, ocasionalmente conformando laminaciones o estratos delgados; la roca suele ser gris oscuro, o rojizo y crema dependiendo de las condiciones de oxidación y reducción en el medio. La biota predominante es planctónica, muchas veces asociada a fósiles bentónicos autóctonos hasta en un 75% proveniente de la periferia. Las facies comunes son de mudstone-wackestone pelágico; margas, y materiales alóctonos de packstone, grainstone y brechas. Es común encontrar facies con abundantes radiolarios y zonas con bioturbación; se tienen además niveles nulos a bajos de recristalización, con parches dispersos de microesparita que afectan principalmente a la matriz y ocasionalmente a los bioclastos, especialmente en el borde de fragmentos o en radiolarios reemplazados por calcita.

De acuerdo con Wilson (1975), las facies de plataforma marina abierta (ZF-2) y de margen de cuenca (ZF3) presentan espesores de cientos de metros con intervalos de afectación por tormentas, aunque con circulación generalmente buena con facies que típicamente son de caliza micrítica y arcillosa. En las facies de margen profundo suelen existir intercalaciones de pedernal. Sarg (1988) indica que los organismos tienen un papel importante en la sedimentación, promoviendo la formación de grainstone y packstone con ocasionales boundstone o arrecifes cementados.

Facies de cuenca cratónica

Facies que corresponden a zonas por debajo de la base del oleaje y de la zona eufótica, con profundidades aproximadas de 30 a 100 m. La coloración de la roca varía de gris oscuro-negro con tonos marrones (debido a la presencia de materia orgánica) a rojizos (por disminución en la tasa de sedimentación). La biota predominante es neotónica y planctónica con restos de organismos bentónicos (principalmente espículas de esponja), las microfacies comunes corresponden a mudstone, wackestone y packstone, con margas y anhidritas.

Facies de plataforma profunda

Facies desarrolladas por debajo del nivel de oleaje, cercanas a las zonas de tormentas, próximas o justo por debajo de la zona eufótica, formando planicies adyacentes a plataformas ahogadas en las que hay salinidad normal y niveles normales de oxigenación con buena circulación. Los sedimentos más comunes son carbonatos fosilíferos de tipo wackestone y grainstone con matrices híbridas de pellets y calcita micrítica y zonas con silicificación y/o bioturbación. La estratificación es mediana a delgada, ondulada y ocasionalmente nodular con colores de roca que varían en grises, verde, rojo y marrón dependiendo del grado de oxidación y reducción en el medio. La biota está conformada por diversas conchas de moluscos de condiciones marinas normales, asociada a fauna estenohalina.

Las muestras relacionadas a ambientes de alta profundidad de acuerdo con el modelo de plataforma bordeada fueron 28 niveles en secciones delgadas: CEP-BA a CEP-BG, CEP-1.001, -1.005, -1.008, -1.016, -1.024, -1.052, CEP-1.062, a CEP-1.065, -1.067, -1.072, -1.076, CEP-1.111 a CEP-1.113, -1.115, -1.117, -1.206, -1.209, -1.235, con un espesor promedio de 0.62 ± 0.84 DE (m); mediana: 0.23 m; rango: 0.01-2.88 m. La litología corresponde a caliza, caliza con laminaciones y limolita calcárea; las estructuras sedimentarias y características postdeposicionales más frecuentes fueron laminaciones paralelas, parches de recristalización y cristales de dolomita, con comunes calciesferas, radiolarios, pelecípodos y espículas de esponja. Estas muestras se asignaron a su vez a los cinturones de facies SMF-2, SMF-3.

Facies de pie de talud y pendiente

Facies desarrolladas por debajo de la base del oleaje con carbonatos de granulometría variable, con intercalaciones de pedernal y terrígenos en menor grado, formando capas gradadas o brechas en rocas de tonalidades grises. La biota asociada la conforman elementos bentónicos redepositados de zonas someras y plancton en facies de mudstone y packstone alóctono con intercalaciones de material limolítico.

Las muestras que se asignaron a ambientes de cuenca profunda a pie de talud de acuerdo con el modelo de plataforma bordeada fueron de 28 niveles en secciones delgadas: CEP-1.030 a CEP-1.032, CEP-1.034, -1.056, -1.070, -1.073, -1.081, -1.083, -1.123, -1.127, -1.133, -1.162, -1.166, -1.200, -1.223, -1.247, -1.253, -1.256, -1.258, -1.259, -1.260, CEP-TA, -TB, -TD, -TJ, -TK, -TL; estas muestras presentaron un espesor promedio de 0.49 ± 0.74 DE (m); mediana: 0.16 (m); rango: 0.02-2.37 m. La litología corresponde a caliza, lutita y limolita calcárea, con microfacies tipo mudstone, mudstone con intercalaciones de laminaciones, mudstone-wackestone, wackestone y wackestone-packstone con algunas secciones de limolita calcárea o mudstone laminado; las estructuras sedimentarias y características postdeposicionales fueron laminaciones paralelas, parches de recristalización y cristales de dolomita; los aloquímicos esqueletales más frecuentes son radiolarios, calpionélidos, bivalvos y espículas de esponjas. Estas muestras se asignaron a su vez a los cinturones de facies SMF-2 y SMF-3.

Modelo de rampa

Facies de cuenca profunda (rampa externa)

La litofacies está conformada por caliza arcillosa o limolítica, intercalada con lutita y calcisilita, algunos de los estratos llegan a presentar espesores de más de 60 cm, aunque generalmente se trata de estratos de menos de 30 cm de espesor y en ocasiones sin estructuras aparentes. La textura es por lo general de tipo mudstone y wackestone-packstone con abundancia variable de radiolarios y fragmentos de moluscos dispersos, además de materia orgánica generalmente abundante. Otros aloquímicos esqueletales corresponden a

calpionélidos, ostrácodos y escasos foraminíferos planctónicos. La matriz suele contener material arcilloso, el cual oblitera en ocasiones la parte interna de los fragmentos disueltos. En algunas zonas de limolita calcárea se desarrollan laminaciones con acomodo preferencial bien definido, cristales de cuarzo subredondeado y/o depósitos de materia orgánica con disolución parcial en la matriz y formación de porosidad interparticular. Ocasionalmente se presentan materiales alóctonos (microfacies estándar RMF-5; packstone con material bioclástico removido y fragmentos de más de 2 mm (microfacies estándar RMF-8; wackestone con fragmentos de fósiles).

La asociación biótica consiste en foraminíferos, espículas de esponja, briozoarios, braquiópodos, equinodermos y moluscos que forman bioconstrucciones. Las microfacies de esta zona tienen alternancia en la presencia de espículas de esponja, bioturbación o fragmentos de micro- y macrofósiles, o se puede tratar de mudstone pelágico o grainstone laminado con elementos ocasionalmente granodecrecientes y wackestone-packstone con bioturbación. Estas facies contienen elementos arcillosos, bioclastos pelágicos con matrices ricas en micrita, formación de laminaciones u ocasional esparita en canales; algunos de estos registros tienen bioturbación de baja a moderada. El material fino consiste de fragmentos desordenados incluidos en una matriz micrítica o en zonas con micro-laminaciones. Las microfacies que exhiben elementos laminados y con fragmentos de bio- y litoclastos granodecrecientes son particularmente importantes, ya que reflejan una dinámica sedimentológica particular relacionada a flujos; también es común encontrar la formación de bancos calcáreos o arenosos hacia las zonas distales. Algunas de las microfacies con microlaminación exhiben además acumulación de fragmentos de bivalvos, en comparación con las otras facies observadas. Se considera que esta facies se desarrolló en zonas con profundidad variable con sedimentación hemipelágica asociada a depósitos de tormenta. Se interpreta también que esta facies corresponde a zonas distales por debajo de la línea de la zona eufótica. En la litofacies se presenta comúnmente buena estratificación formando calizas arcillosas o limolíticas asociadas o intercaladas con margas o lutita o tempestitas de grano fino intercaladas con mudstone en el que se aprecian terrígenos o laminaciones de calizas (*sensu* Burchette y Wright, 1992). La biota corresponde a organismos bentónicos,

conformada por foraminíferos, esponjas, briozoarios, braquiópodos, equinodermos, moluscos y algas rojas asociados a montículos. En zonas más distales, las facies de rampa pueden exhibir evidencias de condiciones restringidas en asociación con la formación de aguas de cuenca subóxica en estas regiones (Burchette y Wright, 1992).

Las muestras asignadas a ambientes de cuenca profunda según el modelo de rampa homoclinal fueron de 33 niveles en las secciones delgadas CEP-BA a CEP-BG, CEP-1.001, -1.005, -1.008, -1.016, -1.024, -1.034, -1.052, -1.056, -1.062, -1.063, -1.064, -1.065, -1.067, -1.076, -1.081, -1.083, CEP-1.111 a CEP-1.113, -1.133, -1.162, -1.166, -1.206, -1.209, -1.223, -1.235. El espesor promedio fue de 0.53 ± 0.80 DE (m); mediana: 0.16 m; rango: 0.02-2.88 m; la litología consistió de caliza y limolita calcárea, con microfacies tipo mudstone, mudstone-wackestone, wackestone y packstone; las estructuras sedimentarias y características postdeposicionales más comunes fueron laminaciones, estilolitas y parches de recristalización; los aloquímicos esqueléticos más frecuentes consisten en radiolarios, calpionélidos, bivalvos y espículas de esponjas. Estas muestras se asignaron a los cinturones de facies RMF-1, RMF-5, RMF-6, RMF-8.

Facies de rampa media

La litología en estas facies corresponde a caliza gris, con laminaciones e intercalaciones de lutita y limolita calcárea y esporádicos estratos con bentonita; la textura es de tipo mudstone y wackestone-packstone pelágico (microfacies estándar RMF-3) con presencia variable de espículas de esponja (microfacies estándar RMF-1); en algunos casos se tienen laminaciones bien definidas en paquetes con espesores de uno o dos centímetros; la bioturbación es de bajo grado. Se considera que la sedimentación de estas facies ocurrió bajo condiciones más o menos distales. En estas facies el grado de empaquetamiento es variable y las láminas alternan entre material con mayor presencia de espículas de esponjas, resultando en una apariencia gradada cíclica que se interrumpe por canales o fracturas. También son menos frecuentes los foraminíferos, bivalvos y espículas de esponjas, así como cristales de pirita y dolomita, con cambios en la presencia de laminaciones y ondulaciones. Las facies incluyen desarrollo de mudstone con niveles laminados y grados de empaquetamiento variables,

packstone laminado con bioturbación e intraclastos, mudstone-packstone de calpionélidos, así como fragmentos de microbivalvos, espículas de esponjas y radiolarios de manera escasa y wackestone de radiolarios, calpionélidos y ostrácodos. Además, se exhibe la presencia general de radiolarios y calpionélidos, con cantidades bajas de saccocómidos. Las microfacies ricas en espículas incluyen también fragmentos de gasterópodos mientras que en las microfacies que presentan bioturbación se desarrollaron de manera secundaria estilolitas y material fracturado o con brechamiento.

La presencia de sedimentos finos se relaciona a transporte lateral en zonas submareales o como flujos de materiales desde zonas más someras en los que se forman depósitos gruesos en comparación con los de las rampas externas. Las facies de wackestone-packstone de radiolarios y mudstone de radiolarios y espículas de esponjas se relacionan a depósitos de decantación bajo productividad favorable. El grado de empaquetamiento es variable, con zonas altamente condensadas que reflejan retrabajo hacia zonas distales por aumento en la energía del medio. Existe material desarticulado que consiste en bivalvos concordantes a la estratificación sin ser una condición dominante. Las facies que presentan laminación con microbrechamiento concuerdan con zonas de rampa media-externa, estas facies se relacionan a variaciones en el grado de energía y en ellas se exhiben escasos rellenos bioclásticos que sugieren disminución de retrabajo en la cuenca. Estas facies se desarrollaron en zonas intermedias entre la zona de oleaje y la de tormentas, con un tirante de agua que alcanzaría algunos cientos de metros. Los sedimentos reflejan la mayor o menor afectación por tormentas con formación de brechas e intraclastos comunes.

Las muestras que se asignaron a ambientes de rampa media de acuerdo con el modelo de rampa homoclinal corresponden a 7 niveles en las secciones delgadas CEP-1.030 a CEP-1.032, CEP-1.070, -1.072, -1.073, -1.127; su espesor promedio es de 0.14 ± 0.09 DE (m); mediana: 0.16 m; rango: 0.02-0.28 m, con litología de caliza, lutita y limolita calcárea y microfacies tipo mudstone, mudstone-wackestone y wackestone-packstone; las estructuras sedimentarias y postdeposicionales más comunes fueron laminaciones paralelas y convolutas, estilolitas y parches de recristalización; los aloquímicos esqueletales más

frecuentes consisten en radiolarios, calpionélidos y bivalvos. Estas muestras se asignaron a los cinturones de facies RMF-1, RMF-5, RMF-8.

Si se toma en cuenta el modelo de rampa (Figura 41) como el más apropiado para las muestras analizadas y se considera la configuración de tierras y mares durante la formación de la cuenca se llega a las siguientes interpretaciones:

1. Tanto las facies de wackestone-packstone de radiolarios como los mudstone de espículas de esponja y radiolarios se interpretan como depósitos de decantación bajo condiciones de productividad favorables, con participación importante de organismos planctónicos. En estas facies pueden verse distintos grados de empaquetamiento con zonas altamente condensadas en las que existe retrabajo de material hacia la cuenca bajo condiciones de mayor energía con algunas conchas desarticuladas de bivalvos y que comúnmente se presentan concordantes a la estratificación. Burchette y Wright (1992) consideran que para el caso de condiciones de rampa existe un menor gradiente en la productividad con respecto a las zonas comparables para modelos de plataforma bordeada.
2. Con relación a lo anterior, Catuneanu *et al.* (2009) mencionan que, para el caso de rampas externas, el intervalo de mayor productividad se puede registrar durante la caída de nivel de base, resultando en geometrías de sistemas tipo “*lowstand shedding*”, típicas de sistemas siliciclásticos (MacNeil y Jones, 2006).
3. Las facies con laminación y en las que existe microbrechamiento concuerdan con zonas de rampa media-externa en las que existen diversos grados de energía y retrabajo de material de zonas menos profundas. En pocos casos pueden observarse rellenos bioclásticos, que sugieren decantación por disminución de retrabajo en la cuenca. La alternancia de estas facies con las de limolita y mudstone/packstone laminado sugiere la presencia de episodios de tempestitas en condiciones distales con bajo grado de transporte de material continental.
4. Es muy posible que exista para la región una fase de disminución relativa del nivel del mar, particularmente para la parte dominada por limolita calcárea. Zell *et al.* (2015) consideran que para el sureste de México y especialmente durante la transición Berriasiano-Valanginiano, la asociación de las especies de *Remaniella cadischiana*,

Calpionellopsis simplex y *Calpionellites darderi* es característica de esta sucesión y que, al menos para esta región los calpionélidos son más abundantes en litologías ricas en sedimentos finos (limos), lo que coincide con observaciones realizadas en el norte de México y en este trabajo. Zell *et al.* (2015, p. 54) consideran además que la presencia intermitente de ammonites y bivalvos a través de la transición Berriasiano-Valanginiano indica cambios importantes en las condiciones paleoceanográficas que se asocian con fluctuaciones en la temperatura y la mayor o menor presencia de corrientes.

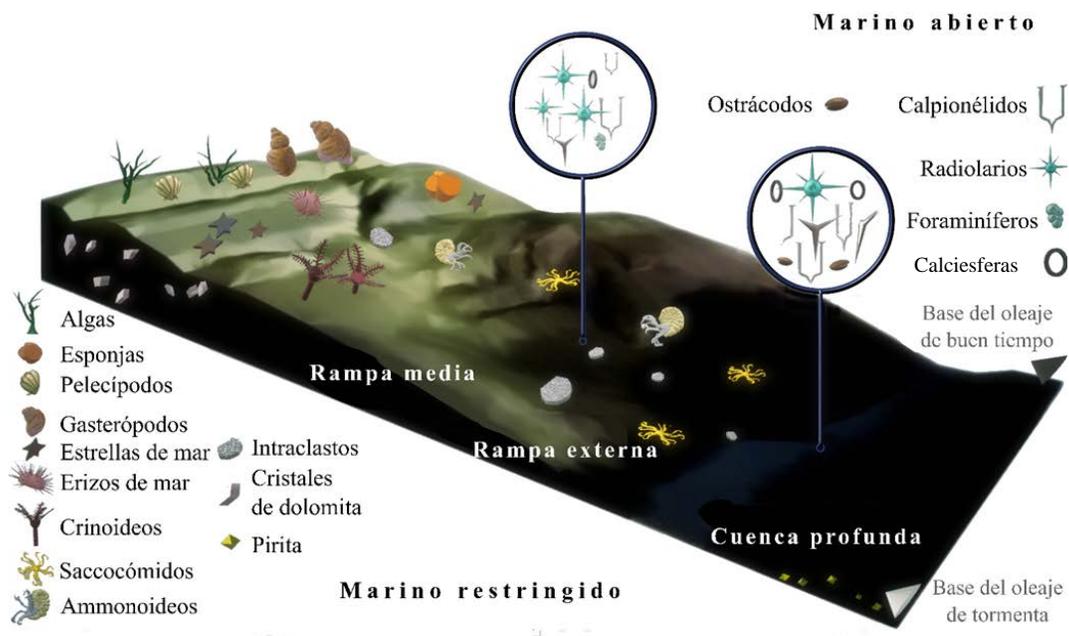


Figura 41. Modelo paleoambiental para la Sección Cerro El Padhi.

SECCIÓN TLATLAUQUITEPEC

Localización y vías de acceso

La sección está localizada al noreste del estado de Puebla en la región de la Sierra Norte y forma parte de la Sierra Madre Oriental, cerca de los límites de la porción noreste de la Faja Volcánica Transmexicana (Morán-Zenteno, 1984). Tiene acceso a través de la Autopista 129D que pasa al sur del municipio del mismo nombre. La localidad se encuentra aproximadamente a 3 km del poblado del mismo nombre y se llega a través de la carretera 129D con rumbo a Xonocuatla, pasando por este poblado hasta la desviación hacia la caseta de cobro Atempan donde se encuentran afloramientos en cortes de carretera; algunas zonas son canteras de roca caliza con tonalidades en gris claro y crema al intemperismo. Las coordenadas UTM (WGS84, 14Q) son: $655,407 \pm 5$ m E; $2'195,359 \pm 5$ m N (Figura 42).

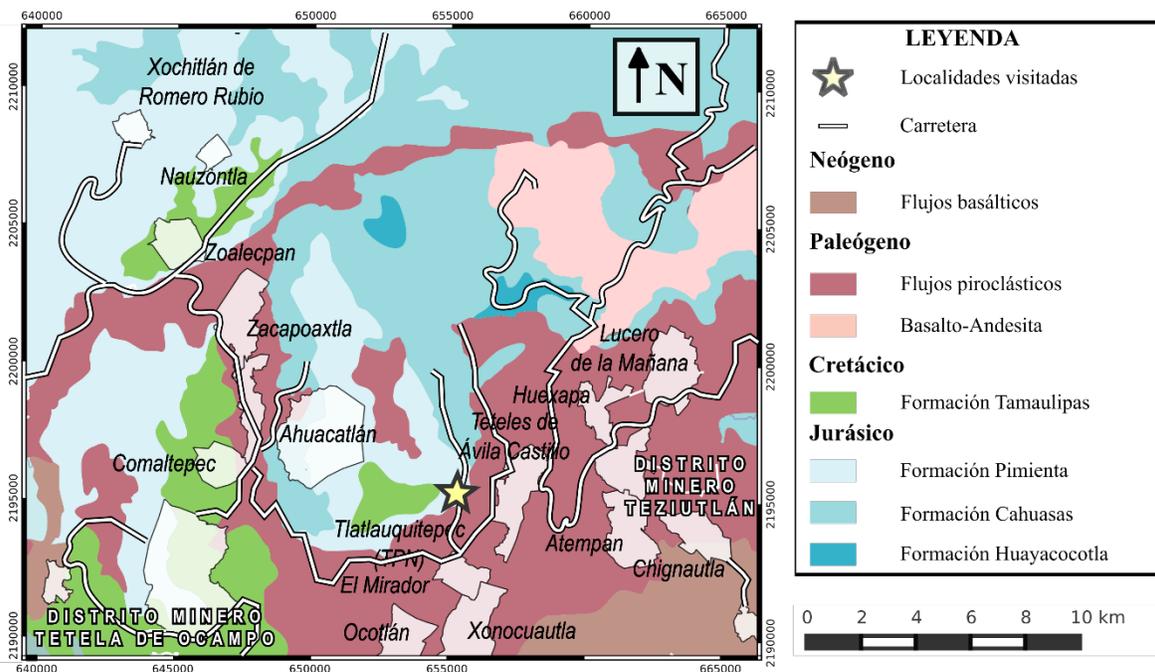


Figura 42. Mapa geológico del área de estudio de Tlatlauquitepec. La geología representada se tomó de la cartas geológico-mineras Veracruz E14-3 (SGM, 2002b). Las carreteras y vías principales fueron simplificadas de la Red Nacional de Caminos (INEGI, 2022). Los polígonos para las áreas urbanas se tomaron del Marco Geoestadístico Nacional (INEGI, 2013).

Litoestratigrafía de la sección estudiada

En esta localidad se tomaron muestras cada 150 cm, con un espesor total de 15 m. Las capas que afloran presentan coloración gris obscura, negra y marrón, con intemperismo en color crema. Se encuentran impresiones y moldes externos de bivalvos y ammonites, algunas capas tienen nódulos irregulares de pirita. Las capas presentan espesores de hasta 60 cm; también se observaron planos de estratificación regularmente marcados o materiales de cizallamiento en limolita calcárea y lutita (Figuras 43 a 45).

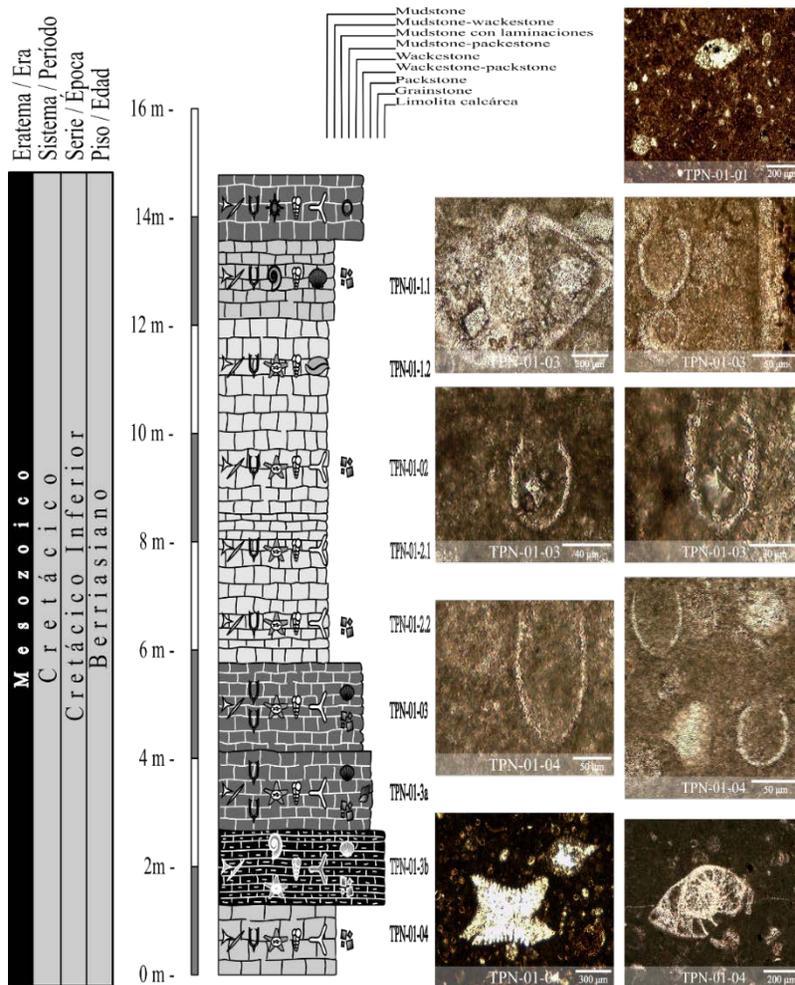


Figura 43. Columna estratigráfica de la sección Tlatlauquitepec. Se observan radiolarios (muestra TPN-01-01), *Calpionella elliptica* (muestra TPN-01-03), *Calpionellopsis simplex* (muestra TPN-01-04), foraminíferos bentónicos y placas de equinodermos (muestra TPN-01-04).

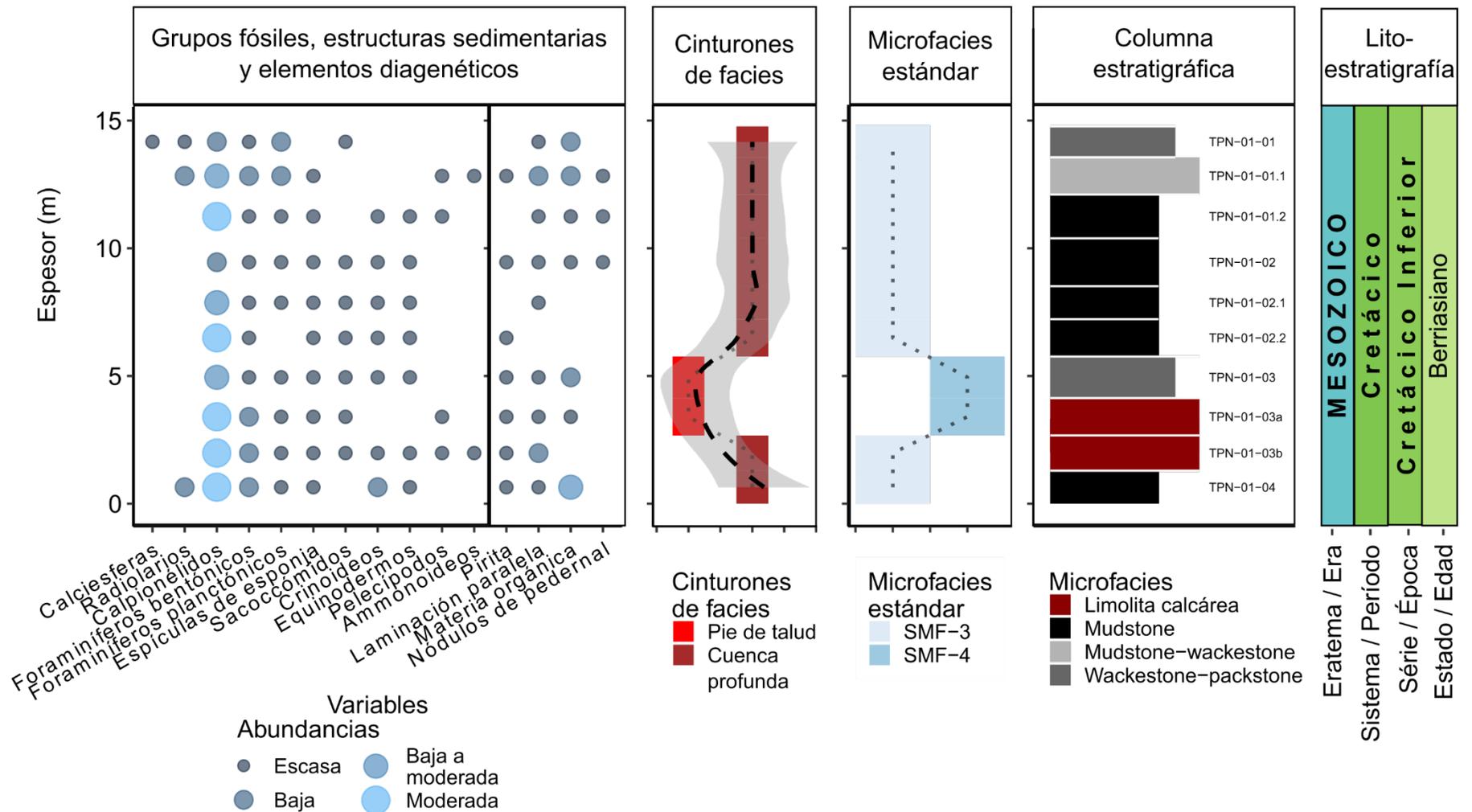


Figura 44. Caracterización de aloquímicos, estructuras sedimentarias y facies para la sección Tlatlauquitepec.

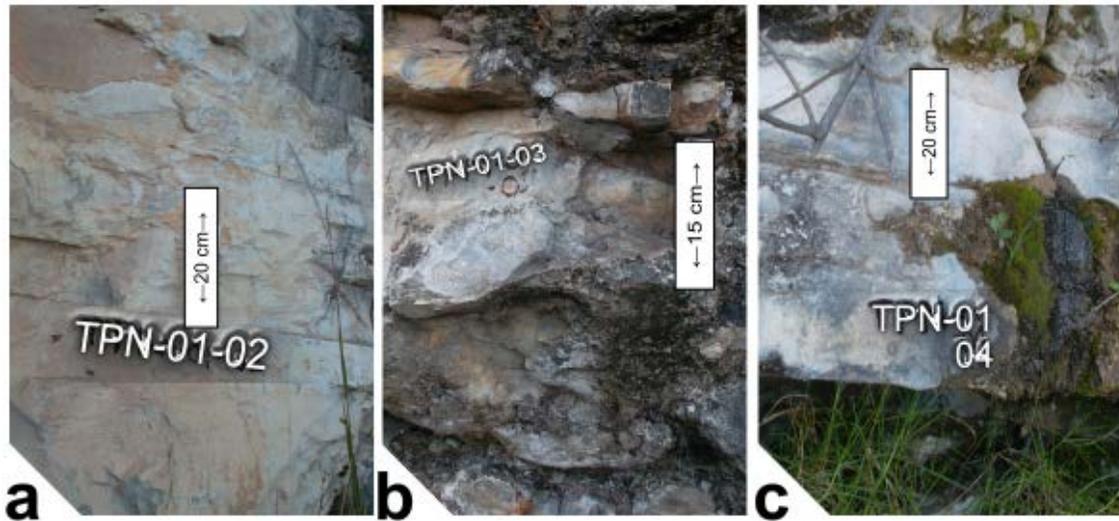


Figura 45. Características estratigráficas de la sección Tlatlauquitepec, a 2 km de la localidad del mismo nombre, en el estado de Puebla. **a)** Caliza gris claro-marrón al intemperismo con coloraciones grises al fresco, dispuesta en capas medianas con superficies de estratificación bien definidas. **b)** Caliza gris oscuro con bordes irregulares y/o cambios de espesor muy aparentes, con intercalaciones de material del cizallamiento. **c)** Caliza gris claro al intemperismo-gris oscuro al fresco con inclusiones de aloquímicos mayores a 2 mm, dispuestos de forma irregular, e intercalaciones laminares de caliza arcillosa y presencia de vetas de calcita y estilolitas subparalelas discontinuas.

Edad de la sección

La edad de la sección es del Berriasiano, con base en el contenido de calpionélidos, especialmente de las especies *Calpionella elliptica*, *Calpionellopsis simplex* y *Calpionellopsis oblonga*, los cuales se presentan de manera general a lo largo de la columna estratigráfica. Es posible que los niveles inferiores correspondan a una edad del Tithoniano superior debido a la presencia de *Crassicollaria* sp., aunque estos registros no son concluyentes debido a la falta de asociación con otras especies típicas de esta edad.

Comentarios taxonómicos y bioestratigráficos de la sección Tlatlauquitepec

En las secciones delgadas se presentan calpionélidos de la especie *Calpionella elliptica* registrada del Berriasiano inferior para la región del Caribe en Sierra de Camaján, provincia de Camagüey, Cuba (Myczynski *et al.*, 1998; Pszczólkowski y Myczynski, 2003) y para México en la transición Tithoniano-Berriasiano en Huizachal, Tamaulipas (Carrillo-Bravo, 1961; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2012). También se encuentra *Remaniella* sp. y *Crassicollaria* sp., con un registro del Tithoniano tardío al Berriasiano.

Análisis de microfacies

Microfacies típicas de la Sección Tlatlauquitepec

Microfacies MF-9 - Mudstone-wackestone de radiolarios y calpionélidos con cristales de pirita

La microfacies varía en el empaquetamiento con algunos fragmentos de microbivalvos con bordes más o menos angulosos y sin acomodo preferencial, además de que presentan recristalización, fracturamiento o acomodo paralelo a las capas con microhoradaciones irregulares. La clasificación textural en estas facies es buena a regular incluyéndose elementos bimodales, especialmente en agregados formados por testas de foraminíferos aglutinantes. Los cristales de pirita se presentan solamente en parches (Figuras 47c, 48c, 48d).

Microfacies MF-10 – Wackestone-packstone con abundantes calpionélidos

En esta facies se presentan de manera general calpionélidos, trazas de radiolarios y fragmentos de bivalvos y equinodermos, algunos silicificados. En esta microfacies se exhibe la combinación entre la sedimentación autóctona por parte de los organismos pelágicos y los fragmentos de equinodermos, lo que se asocia a condiciones de margen de plataforma profunda. Esta microfacies tiene laminaciones y niveles de empaquetamiento variables (Figuras 46c, 47f, 47f).

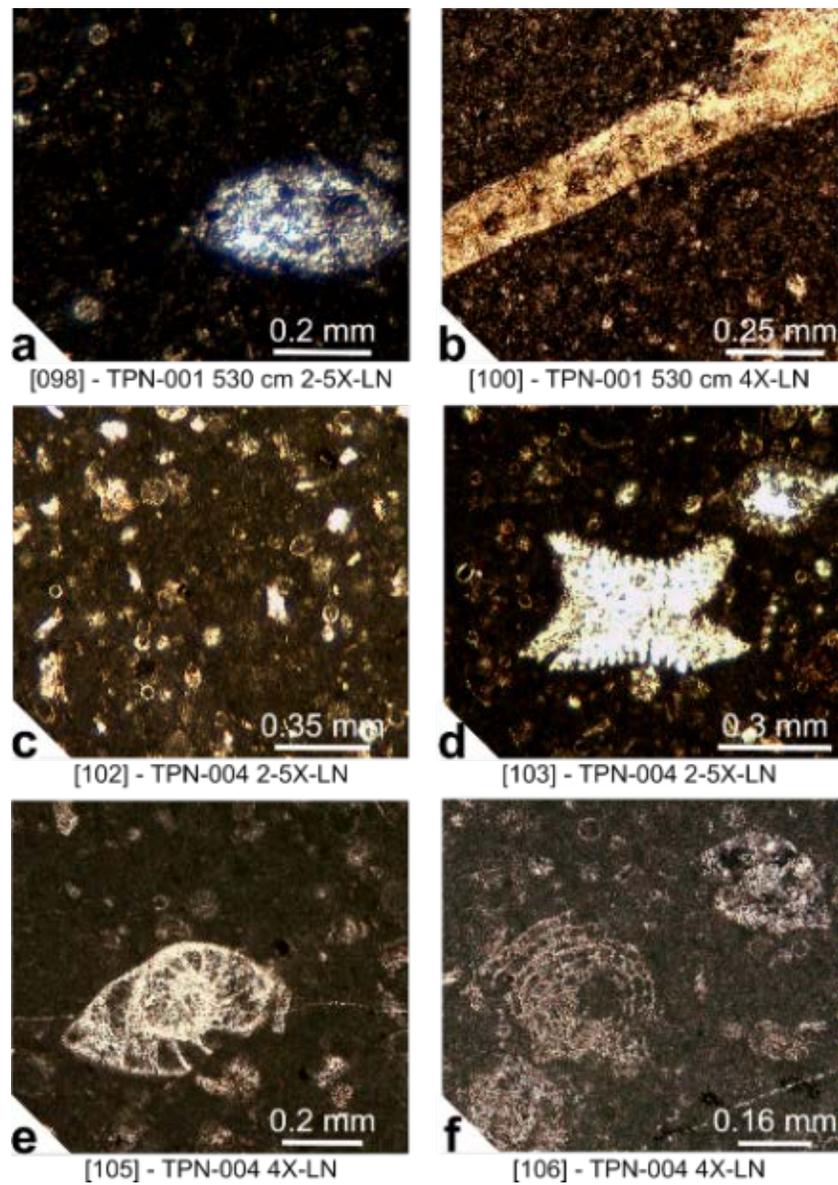


Figura 46. Microfacies típicas de la sección Tlatlauquitepec. **a)** Mudstone de calpionélidos con ocasionales elementos recristalizados. La matriz tiene fábrica microlaminar en capas que varían en coloraciones oscuras. **b)** Fragmento de bivalvo recristalizado con disolución parcial interna y formación de microhoradaciones superiores. **c)** Caliza con aporte de material terrígeno (cuarzos subhedrales). Los aloquímicos corresponden a foraminíferos planctónicos, calpionélidos y radiolarios en pequeños empaquetamientos dispersos. **d)** Fragmento de equinodermo y foraminífero planctónico; se muestran calpionélidos, espículas y radiolarios con disolución muy acentuada. **e)** Foraminífero bentónico con disolución y fragmentación parcial; en la matriz se muestran cristales de pirita dispersos y radiolarios. **f)** Cortes de foraminíferos bentónicos mostrando fragmentación y empaquetamiento en diferentes grados.

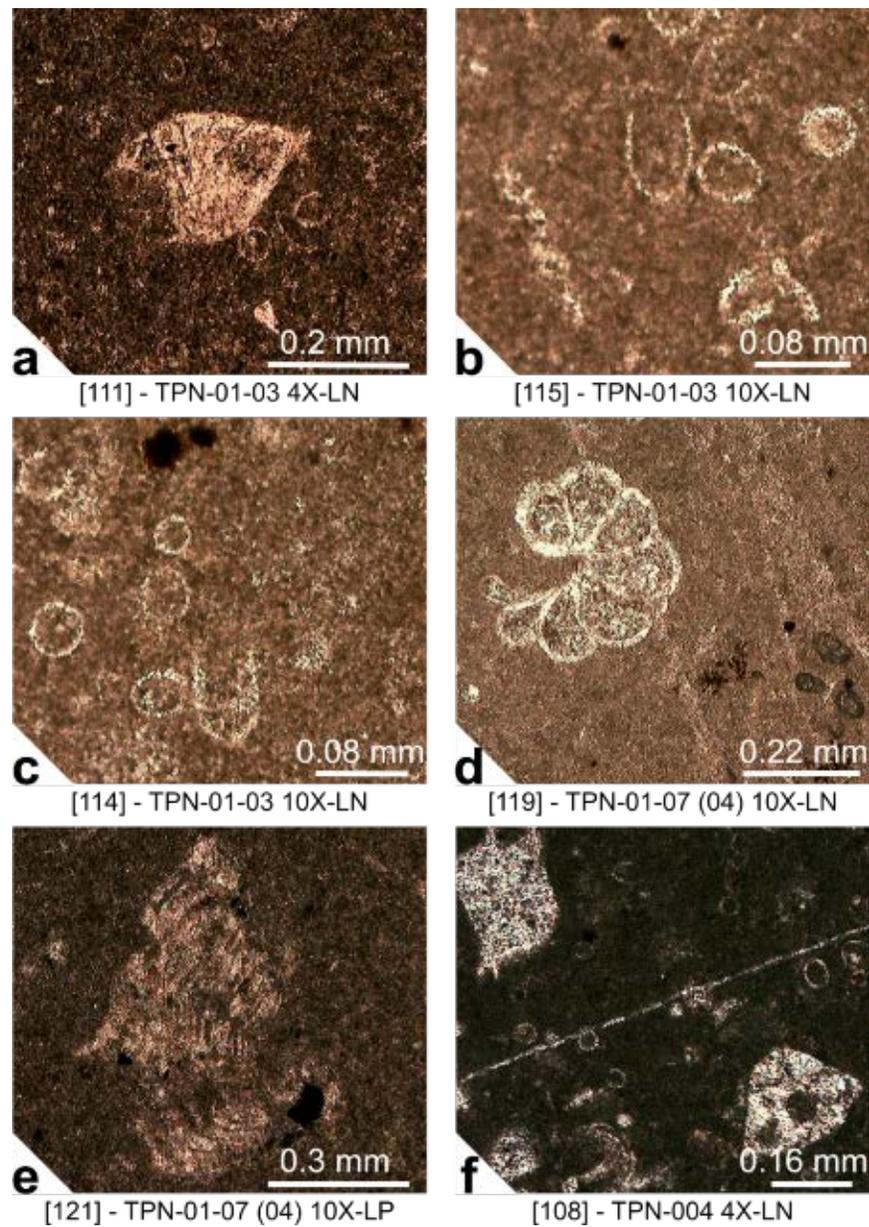


Figura 47. Microfacies típicas de la parte intermedia de la sección Tlatlauquitepec. **a)** Fragmento oblicuo de lenticulínido, incluido en una matriz micrítica con calpionélidos. **b)** Calpionélidos de las especies de *Calpionellites oblonga* (parte media superior) y *Calpionellopsis simplex* (parte inferior derecha) con algunas espículas de esponja mostrando heterogeneidad de tamaños y orientaciones. **c)** Wackestone de calpionélidos, principalmente *Calpionellopsis simplex*, en una matriz arcillosa con cristales subhedrales de pirita dispersos. **d)** Parte inferior de la espira de un foraminífero planctónico trocospiral en matriz con cambios de coloración como evidencia de bioturbación baja a moderada. **e)** Fragmento de molusco con microhoradaciones y recristalización moderada. **f)** Mudstone-wackestone de radiolarios y calpionélidos con cristales de pirita subhedrales dispersos y fragmentos de crinoideos y microbivalvos con bordes angulosos.

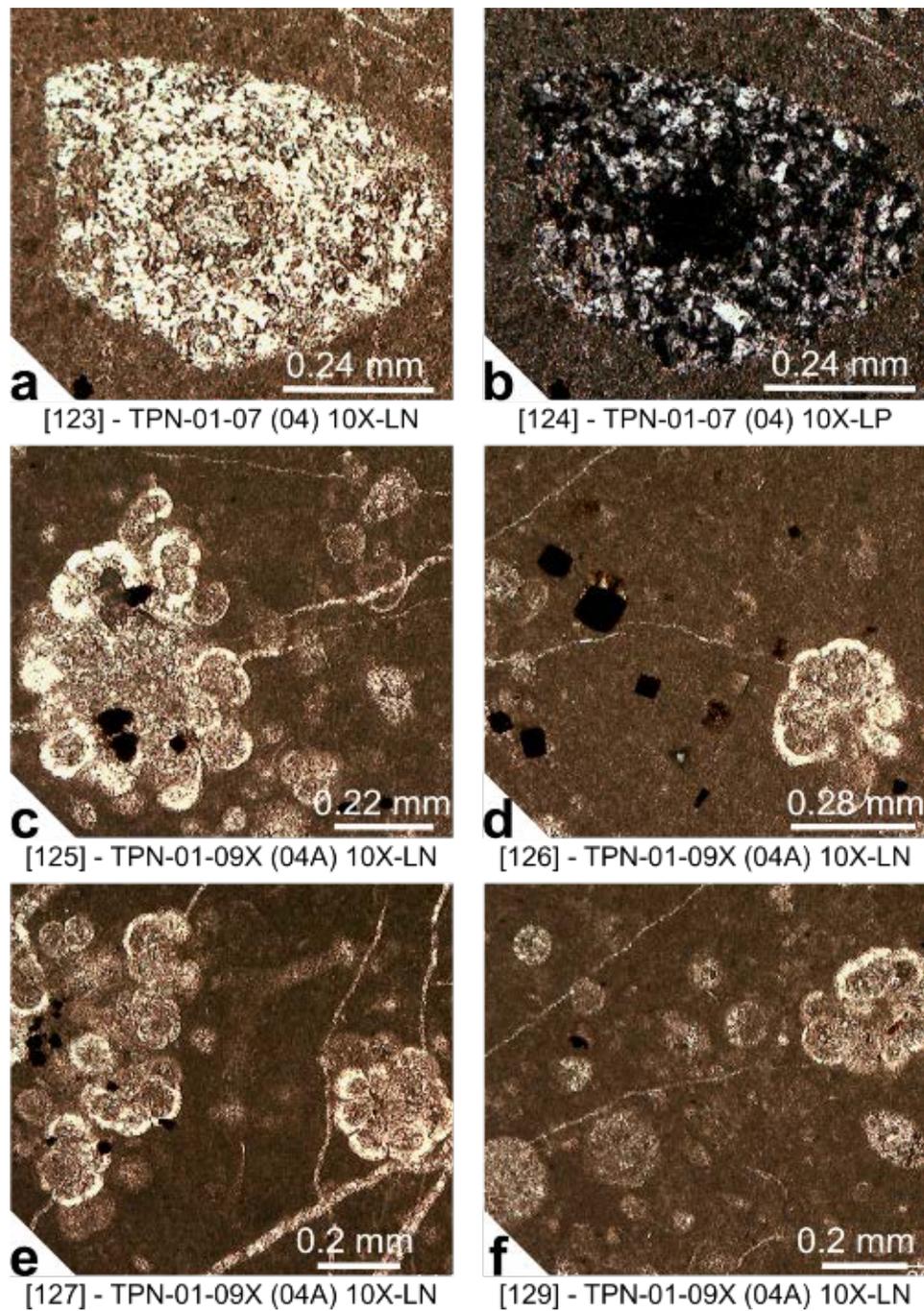


Figura 48. Microfacies típicas de la parte alta de la sección Tlatlauquitepec. **a)** y **b)** Crinoideo recrystalizado presentando parte del lumen relleno por cristales opacos. **c), d)** y **e)** Foraminíferos planctónicos embebidos en matriz micrítica arcillosa con cristales euhedrales de pirita y algunos mostrando reemplazamiento interno como sucede en **d)**. **f)** Wackestone de foraminíferos, ostrácodos y radiolarios; la matriz presenta pirita subhedral con algunos foraminíferos planctónicos.

Análisis de agrupamiento

Para la sección de Tlatlauquitepec, se presentan tres grupos. Casi todas las muestras se tratan de mudstone con cantidades variables de calpionélidos asignadas a microfacies estándar SMF-3 (mudstone y wackestone pelágico) y SMF-4 (microbrecha bio- y litoclástica). El índice de Hopkins para esta sección fue de 0.4615 y sugiere baja susceptibilidad de agrupación de modo que la distribución de las características es muy homogénea entre los grupos, sin embargo, es posible encontrar de manera visual algunas diferencias entre ellos (Figura 49).

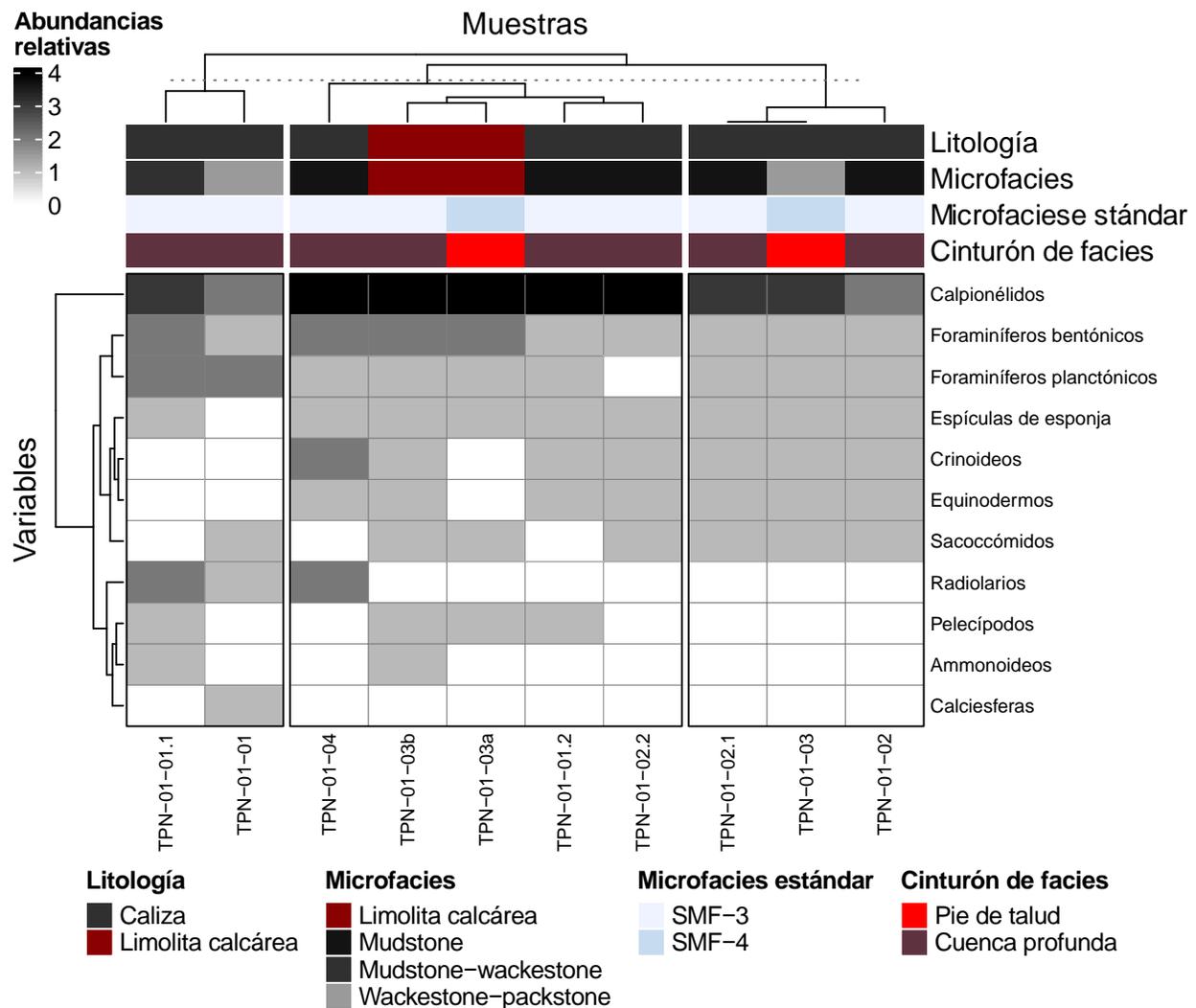


Figura 49. Diagrama de agrupamiento para la sección Tlatlauquitepec de acuerdo con la abundancia relativa de los grupos fósiles determinados.

Sobre los agrupamientos para la sección Tlatlauquitepec, se tiene lo siguiente: Grupo 1 (Biofacies 1-Tlatlauquitepec; Muestras TPN-01-01 y TPN-01-01.1), estas muestras presentan abundancias relativamente altas de foraminíferos planctónicos en comparación con los otros grupos, sin incluir crinoideos ni equinodermos; Grupo 2 (Biofacies 2-Tlatlauquitepec; Muestras TPN-01-02, TPN-01-01.2, TPN-01-02.2, TPN-01-03a, TPN-01-03b y TPN-01-04), caracterizado por abundantes calpionélidos y foraminíferos bentónicos y cantidades variables de foraminíferos planctónicos, espículas de esponjas, crinoideos, saccocómidos y pelecípodos; Grupo 3 (Biofacies 3-Tlatlauquitepec; Muestras: TPN-01-02, TPN-01-02.1, TPN-01-03), en el que se encuentra presencia variable de calpionélidos, foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos, espículas de esponjas, crinoideos, saccocómidos, pelecípodos y ammonoideos.

En el caso de Tlatlauquitepec, las biofacies se pueden asociar a cambios en la sedimentación, con fábricas que reflejan una dinámica paleoambiental propia y que propicia la mayor o menor presencia de calpionélidos, foraminíferos planctónicos y crinoideos, así como la formación de pirita, constituyentes típicos de las biofacies reconocidas.

Interpretación paleoambiental

En la sección estratigráfica Tlatlauquitepec son abundantes las facies de mudstone, mudstone-wackestone y wackestone-packstone bioclástico con calpionélidos como elementos dominantes, así como foraminíferos planctónicos y bentónicos de manera más o menos frecuentes; los calpionélidos son además más abundantes en la parte alta de la sección estudiada donde también existe abundancia de foraminíferos bentónicos. Todas estas facies se asocian a ambientes de cuenca con grados de oxigenación variable y afectación frecuente por silicificación. La presencia de laminaciones en combinación con el desarrollo de elementos fragmentados y de orientación subparalela a oblicua en algunas de estas facies es típica de zonas cercanas a márgenes de plataforma profunda por lo que es plausible que parte de la sedimentación se haya desarrollado bajo estos ambientes. Es posible inferir condiciones favorables de oxigenación hacia la parte baja de la sección en donde además se presenta silicificación más conspicua. Por su parte, las facies de cuenca profunda se muestran típicamente como capas de caliza fina oscura en el que la deficiencia de oxigenación juega un papel importante debido a que permite la conservación de la materia orgánica en cantidades variables.

SECCIÓN CACAHUATLÁN

Localización y vías de acceso

Para llegar a la localidad desde Xicotepec de Juárez, Puebla se sigue la continuación de la Carretera Federal 130 en dirección al sur pasando por San Isidro y llegando a la Universidad Tecnológica de Xicotepec de Juárez donde se toma la desviación que pasa por Monte Grande de Zaragoza, El Jonote y la Reserva Ecológica Kolinke donde se sigue al norte hacia Ahuaxintitla, Atequexquitla y Zihuateutla; en esta última se toma la Avenida Venustiano Carranza que finalmente conecta con el poblado de Cacahuatlán y bajar por la desviación paralela al Río Necaxa antes de llegar al poblado mencionado. El afloramiento se presenta en la ladera suroeste con coordenadas UTM (WGS84, 14Q): WGS84 14Q 618,339 ± 5 m E; 2'240,050 ± 5 m N (Figura 50).

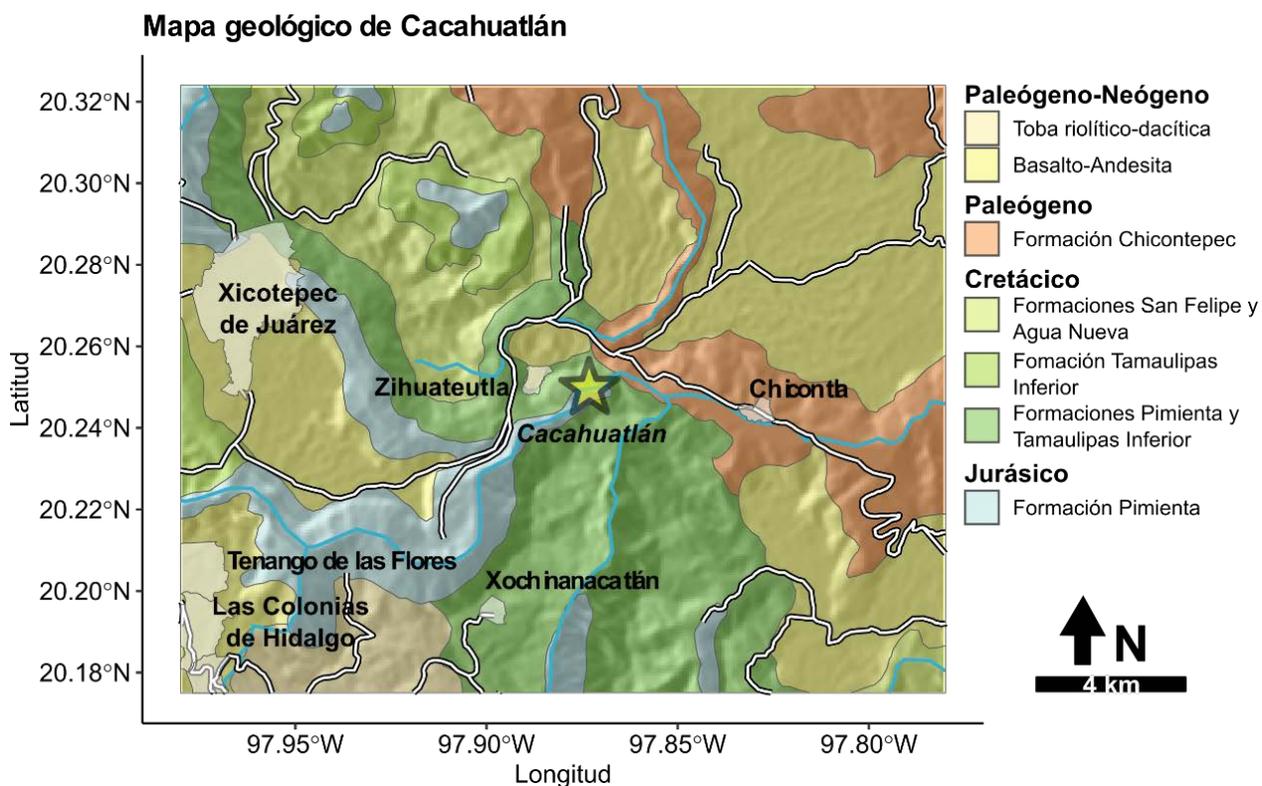


Figura 50. Mapa geológico y de ubicación de la sección Cacahuatlán. La geología representada se tomó de la carta geológico-minera Pachuca F14-11 (SGM, 1997). Las carreteras y vías principales fueron simplificadas de la Red Nacional de Caminos (INEGI, 2022). Los polígonos para las áreas urbanas se tomaron del Marco Geoestadístico Nacional (INEGI, 2013).

Litoestratigrafía de la sección estudiada

La sección (Figuras 51 a 54) está conformada por estratos tabulares a masivos de caliza con estilolitas subparalelas a la estratificación, con ocasionales además de vetas de calcita y lentes y nódulos de pedernal. El espesor total de la sección estudiada es de 115 m. La coloración de la roca varía de gris claro a gris oscuro al fresco y de crema a marrón rojizo claro y marrón amarillento al intemperismo, con algunas capas mostrando manchones por oxidación y parches de recristalización; algunos estratos irregulares tienen bordes inferiores y/o superiores que muestran erosión e intemperismo. La inclinación varía de 51° con dirección 71° (azimutal) hasta los 89° con dirección 59° (azimutal).

En los estratos también se presenta pirita de manera regular y bioturbación de baja a moderada, la cual deja ver trazos subparalelos a lo largo de algunos cortes de la roca. El índice de bioturbación (*sensu* Taylor y Goldring, 1993) es generalmente de 2 y 3. Taylor y Goldring (1993) consideran que gran parte de los organismos que se desarrollan en facies de este tipo son colonizadores oportunistas, sin embargo, las comunidades no llegan a desarrollarse hasta un estadio maduro (Bromley, 1996) y, si ocurre un incremento en las tasas de sedimentación o de erosión del medio, sólo se permiten algunas pequeñas ventanas (parches) de colonización para casos de ambientes menos profundos (Pollard *et al.*, 1993).

En la parte inferior de la sección se hacen más comunes intercalaciones deleznable de lutita gris con materia orgánica y vetas de calcita; las capas de lutita forman láminas milimétricas más o menos regulares, además de que hay acuñaientos; la biota se conforma por conchas de gasterópodos ocasionalmente recristalizadas y ammonites preservados como moldes.

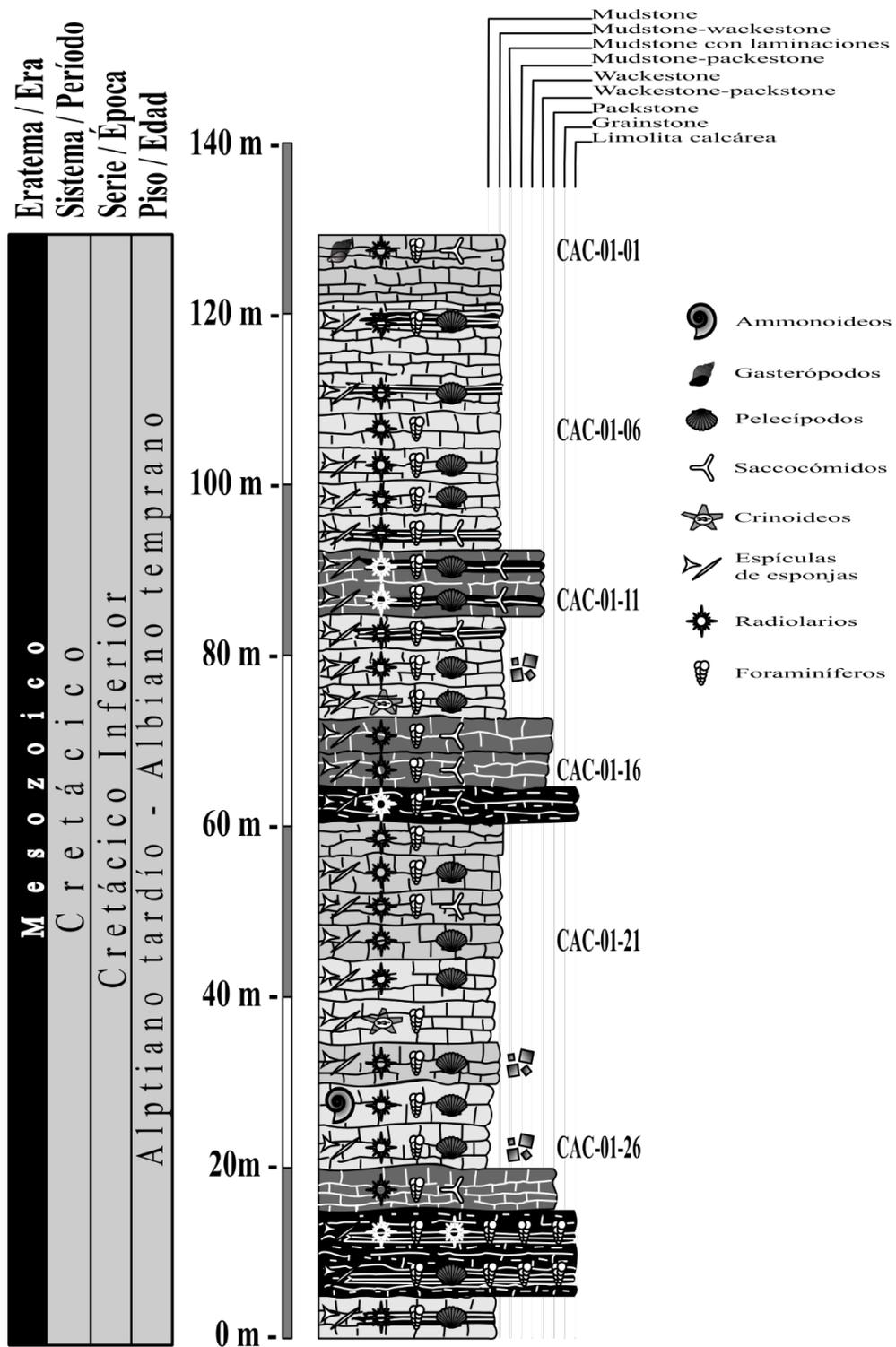


Figura 51. Columna estratigráfica de la sección Cacahuatlán.

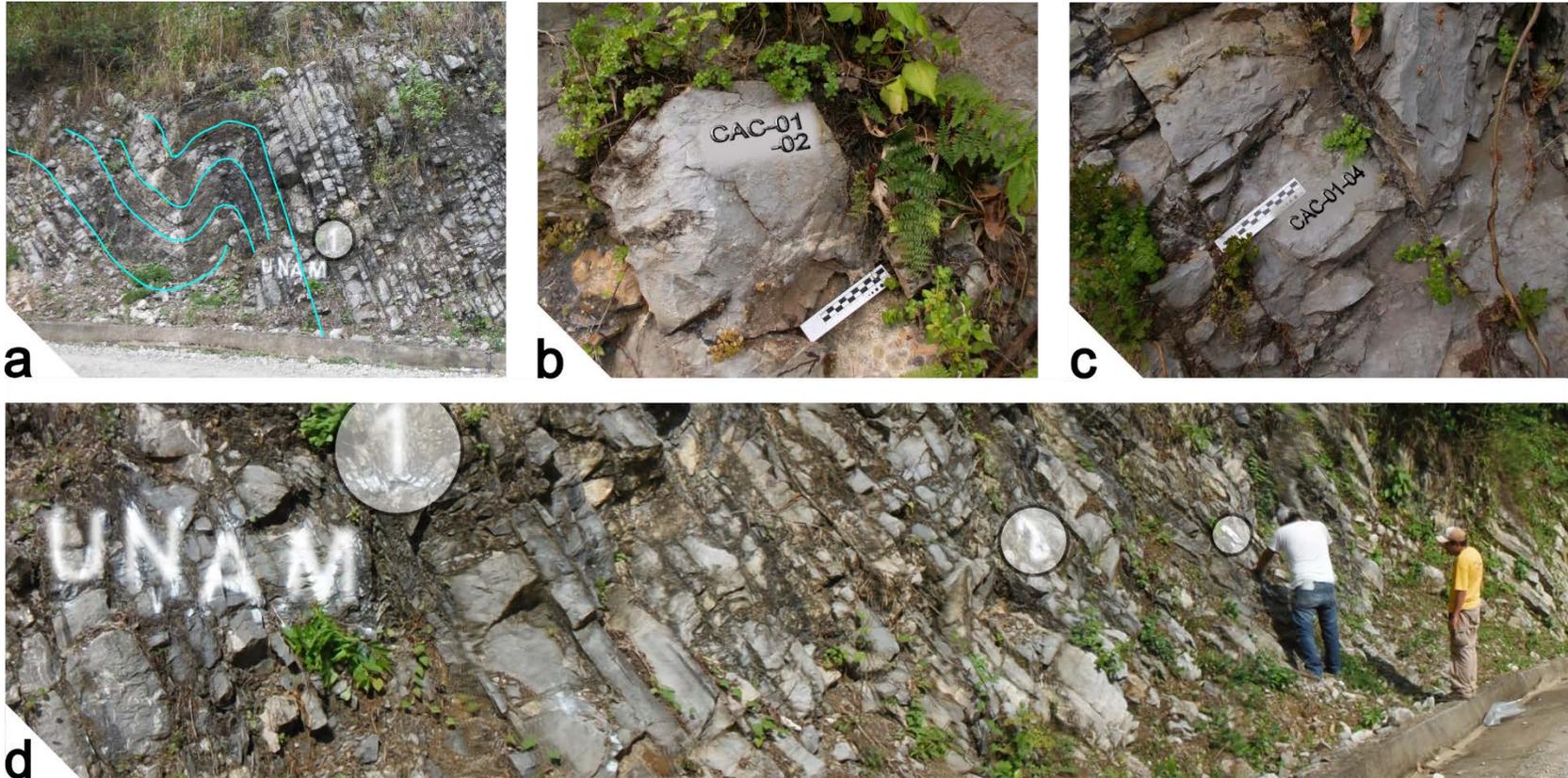


Figura 52. Características estratigráficas de los niveles 1 a 4 de la sección Cacahuatlán. **a)** Plegamiento anticlinal a pocos metros del nivel CAC-01-01. **b)** Caliza arcillosa de estratificación mediana, con coloración crema a marrón al intemperismo y gris claro en fresco. **c)** Capas de caliza arcillosa gris claro, con límites paralelos bien definidos. **d)** Vista de la parte baja de la sección Cacahuatlán en la que se presenta la numeración de algunos niveles estratigráficos muestreados

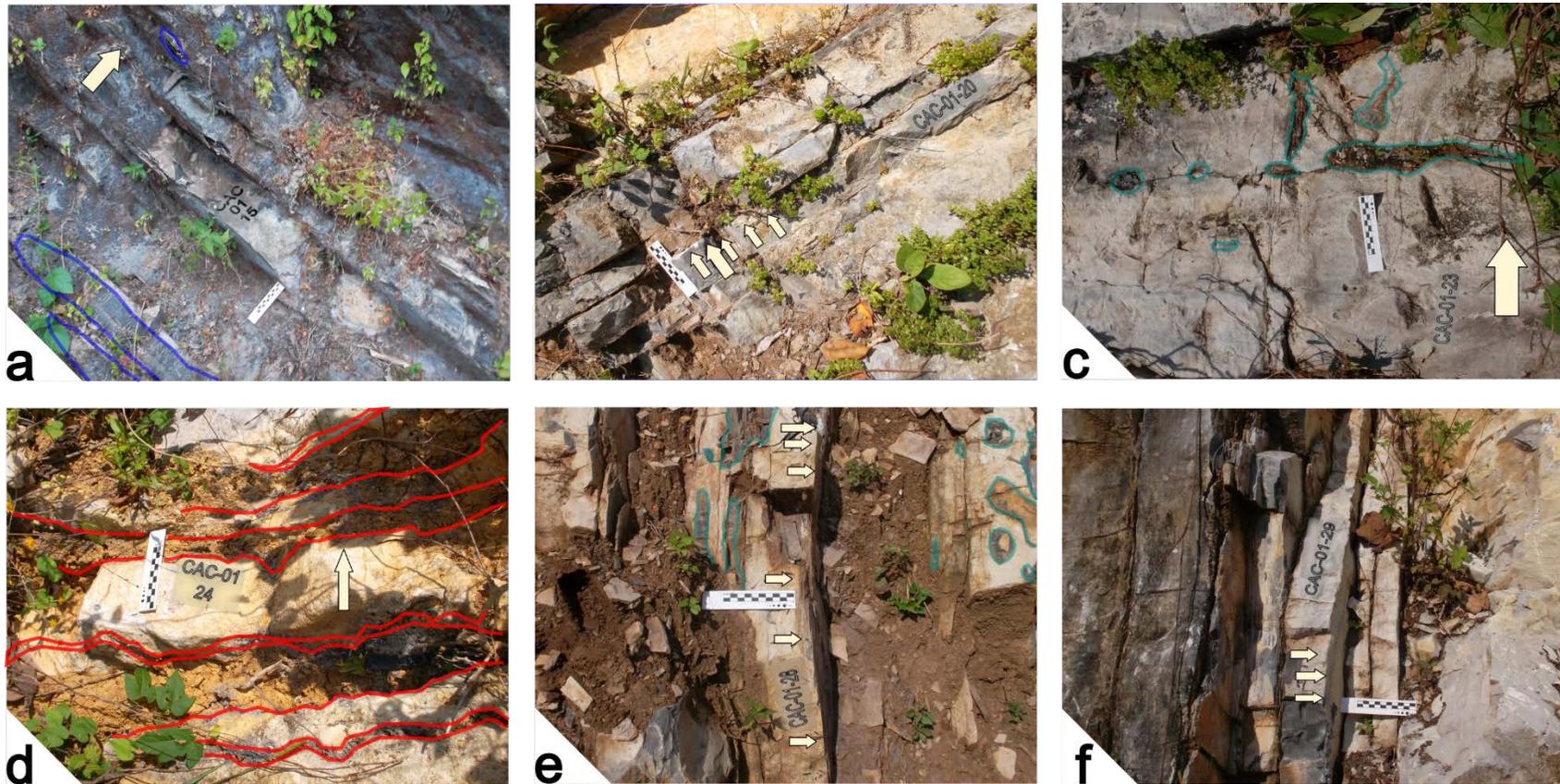


Figura 53. Características estratigráficas de los niveles 15 a 29 de la sección Cacahuatlán. **a)** Estratos de caliza gris claro al intemperismo y gris oscuro al fresco en los que se muestran intercalaciones de lutita laminar; se remarcan en azul bandas y nódulos de pedernal; la parte superior derecha muestra estratos lenticulares. **b)** Caliza crema a marrón claro al intemperismo con coloraciones grises claro a marrón claro al fresco con algunos estratos mostrando bordes irregulares de baja sinuosidad. **c)** Caliza masiva marrón claro a crema al fresco con nódulos y lentes de pedernal irregulares remarcados en turquesa. **d)** Intercalaciones de caliza arcillosa, lutita y limolita calcárea en la que observan algunas bandas de pedernal. Se remarcan los bordes irregulares de sinuosidad moderada en rojo. **e)** Estratos delgados de caliza limolítica con pedernal en nódulos y bandas pequeños marcados en turquesa. Los estratos de caliza presentan también inclusiones de pirita y vetas de calcita. **f)** Capas delgadas a tabulares de caliza arcillosa gris oscuro al fresco, con laminaciones y límites paralelos bien definidos. Para todas las figuras, las flechas muestran la polaridad de la estratificación.

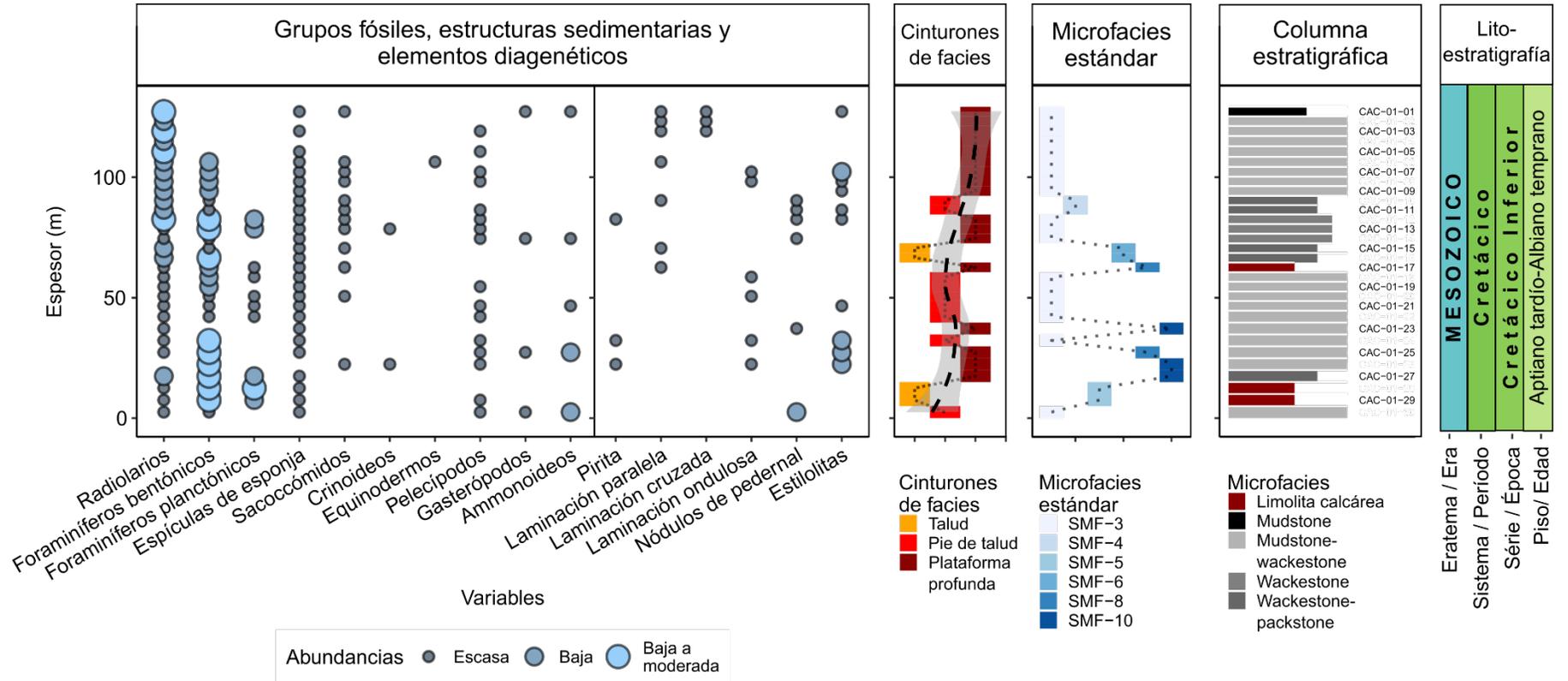


Figura 54. Caracterización de aloquímicos, estructuras sedimentarias y facies para la sección Cacahuatlán.

Edad de la sección

El contenido paleontológico consiste en abundantes foraminíferos planctónicos y bien conservados del género *Ticinella* y de las especies *Leupoldina pustulans*, *Globigerinelloides ferreolensis*, *Globigerinelloides barri*, *Globigerinelloides algerianus* y *Hedbergella roblesae*, se observa también la presencia de nanofósiles calcáreos del género *Nannoconus*. La edad propuesta para la sección, basada en el contenido de microfósiles, es del Cretácico Inferior (Aptiano tardío-Albiano temprano).

Comentarios taxonómicos y bioestratigráficos

La especie *Leupoldina pustulans* es variable en cuanto al número y forma de cámaras, de 4 a 6 en la parte externa. Algunas formas con las que están relacionadas tienen en sus primeros estadios enrollamiento trocospiral el cual se vuelve planispiral en las últimas cámaras. El alcance estratigráfico que presenta *L. pustulans* es del Aptiano, particularmente entre las partes basales de las zonas de *Leupoldina cabri* y de *Globigerinelloides ferreolensis* (Bolli, 1957).

Hedbergella roblesae también presenta de 4 a 6 cámaras externas, generalmente alargadas con la periferia lobulada y la altura de la espira moderada a elevada. Obregón de la Parra (1959) menciona que la testa se presenta ligeramente trocospiral con suturas curvas y pared de textura calcárea, ligeramente perforada y pustulosa, con abertura arqueada, extraumbilical a umbilical. El alcance estratigráfico de esta especie es del Hauteriviano tardío-Aptiano, con la mayor representación entre las zonas de *Leupoldina cabri* y de *Globigerinelloides algerianus*. Para el sur de Francia se ha mencionado la especie *H. roblesae* en estratos del Hauteriviano Superior. BouDagher-Fadhel (2012, p. 25) menciona que las especies de *Lilliputianella*, *Blowiella* y *Leupoldina* tienen formas que se adaptaron a condiciones disóxicas.

Longoria (1977) menciona para la zona CI-8 las primeras apariciones de *Leupoldina pustulans* y *Hedbergella roblesae*, en asociación con registros de *Nannoconus boletus*, *Globigerinelloides cepedai*, *G. ferreolensis* y *Hedbergella hispaniae*, enmarcada para el

límite Aptiano inferior-Aptiano superior en conjunto con ejemplares de *Nannoconus bucheri*, *N. elongatus*, *N. minutus*, *N. quadriangulus*, *N. trutti*, *N. wassali*, *Globigerinelloides blowi*, *G. gottisi*, *G. maridalensis*, *Hedbergella planispira* y *Loeblichella moulladei*.

De acuerdo con Loeblich y Tappan (1988), la presencia de *Ticinella* permite incluir a la sección Cacahuatlán en un intervalo del Albiano, con varias especies representativas por la edad y registros que abarcan hasta el Albiano superior, como son *T. moulladei*, *T. preaticinencis* y *T. raynaudi* (Figura 55). Además, Longoria (1974, 1977) ha mencionado a *Ticinella bejaouaensis* para estratos del límite Aptiano-Albiano en el centro-este de México.

La ocurrencia de *Muricohedbergella* sp., taxón reconocido por la presencia de testas de grosor moderado, multilaminares y finamente perforadas, con poros de acomodo y tamaño variable en las cámaras más amplias (Huber y Leckie, 2011), permite establecer un alcance estratigráfico de la parte más tardía del Albiano temprano al Albiano tardío y posiblemente hasta el Coniaciano, incluyéndose para México las especies *Muricohedbergella albiana* (BouDagher-Fadel *et al.*, 1996) y *M. simplex* (Morrow, 1934) para estas edades, entre las zonas de *Ticinella primula* y *Rotalipora appeninica* en el Albiano medio-Coniaciano (Prémoli-Silva y Vega, 2004).

Intervalos estratigráficos de los microfósiles representados en la sección Cacahuatlán

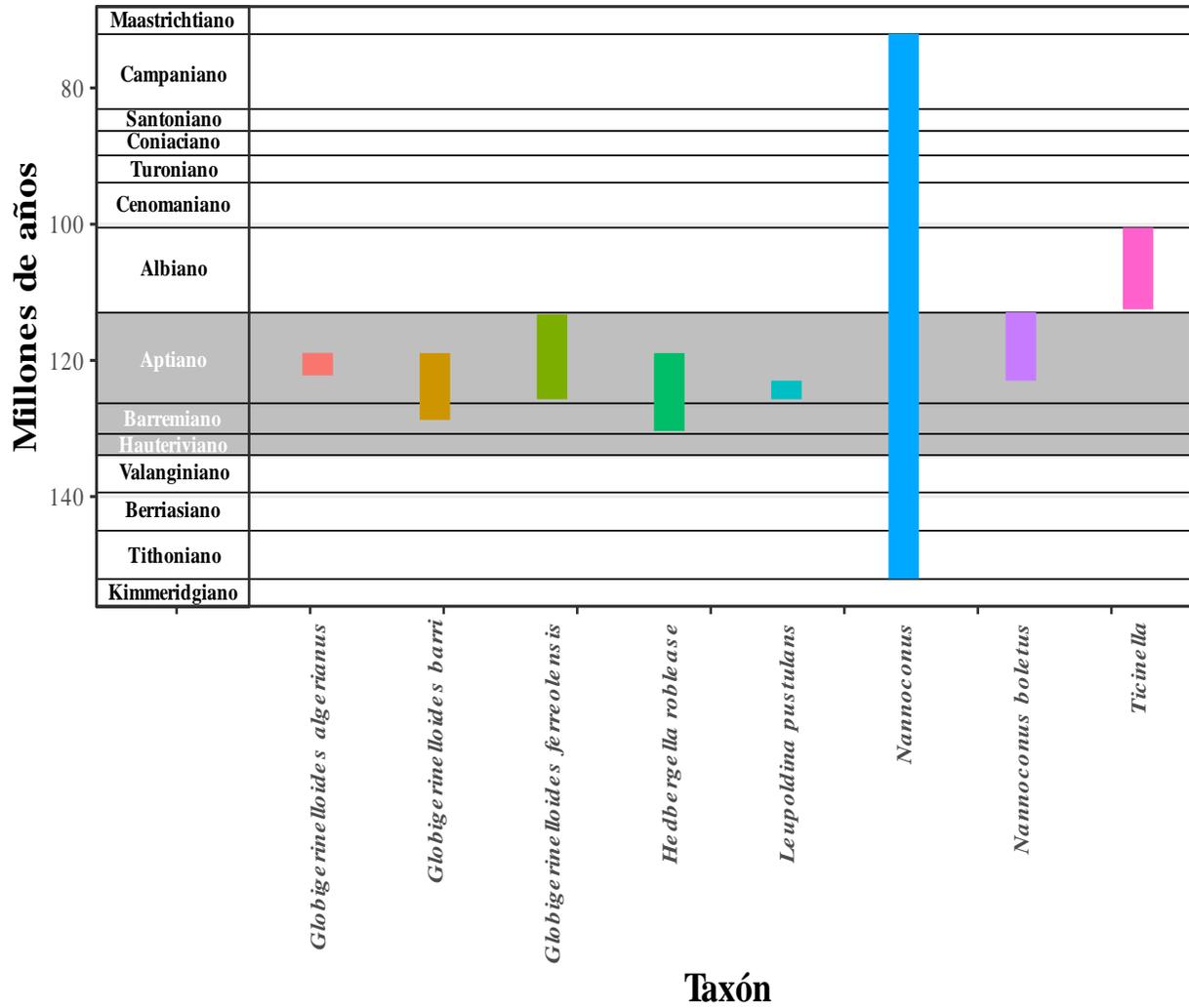


Figura 55. Intervalo estratigráfico de los microfósiles representados en la sección Cacahuatlán.

Análisis de microfacies

Microfacies típicas de la sección Cacahuatlán y asociaciones de facies

Microfacies MF-5 - Wackestone de foraminíferos planctónicos, radiolarios y espículas de esponja.

Microfacies con diferentes grados de recristalización en la matriz y cantidades variables de arcilla y materia orgánica, escasas espículas de esponja y bivalvos, foraminíferos bentónicos y planctónicos dominantes en la mayoría de las facies asociadas a condiciones de baja energía por debajo de la zona de influencia de marea y del oleaje de tormenta. Se encuentran algunos canales y microhoradaciones generados por bioturbación. La abundancia de organismos pelágicos, especialmente de foraminíferos planctónicos y radiolarios reafirma la interpretación de zonas marinas abiertas con relativa quietud (Figuras 56c y 57d).

Microfacies MF-6 - Wackestone-packstone de foraminíferos planctónicos y radiolarios.

Facies micrítica con coloraciones gris claro a marrón en muestra de mano, con alternancia a colores más oscuros, cantidades variables de materia orgánica y presencia ocasional de pirita. Los aloquímicos esqueléticos más conspicuos se tratan de foraminíferos planctónicos, radiolarios (naseláridos y espumeláridos) y fragmentos de microbivalvos; crinoideos, saccocómidos y espículas de esponja que presentan fábrica laminar y/o bioturbación moderada. Las microfacies se correlacionan con los cinturones de facies FZ-2 y FZ-3 de Wilson (1975), incluidas en regiones de baja energía pertenecientes a zonas marinas abiertas de profundidad considerable, cercanas al nivel de oleaje de tormenta y asociadas a oscilaciones en el nivel del mar, pero sin alta energía marcada (Figuras 58a, 58b, 59f, 60b, 60c, 62d-62f). Las microfacies presentan foraminíferos de los géneros *Hedbergella* y *Heterohelix* reemplazados parcial o totalmente por esparita microgranular o en bloques o formando porosidad intraparticular. La presencia de *Heterohelix* está asociada a condiciones hemipelágicas a epipelágicas subtropicales (BouDagher-Fadel, 2012). Este género se encuentra restringido al Albiano tardío-Maastrichtiano temprano.

La existencia de *Muricohedbergella* sp., con estrategia reproductiva tipo *r*, se ha inferido para ambientes de aguas someras, en las que se exhiben incluso niveles de floatstone asociados a niveles de borde de plataforma (Omaña *et al.*, 2016). Es importante mencionar que algunas especies con este tipo de estrategia reproductiva se consideran asociadas a condiciones eutróficas, por lo que su desarrollo implica un registro oportunista debido a su tiempo de vida corto (Jones, 2014, p. 14), por poder asociarse a profundidades particulares (Hottinger, 1997) o porque han migrado a profundidades con disponibilidad de recursos para su reproducción (Hemleben *et al.*, 1988).

Hallock (1985) indica que la capacidad reproductiva de organismos con estrategia *r*, oportunistas, es capaz de incrementar sus densidades poblacionales, incluso promoviendo maduración temprana en los individuos. Estos organismos requieren sin embargo condiciones de alta productividad de recursos con regímenes de estabilidad bajos para que sus poblaciones presenten fluctuaciones también bajas, con desventaja frente a poblaciones de estrategia reproductiva *K*, al poseer una mayor capacidad de competencia con individuos más especializados (Prémoli-Silva y Sliter, 1999). Omaña *et al.* (2016) consideran que la presencia de foraminíferos de este tipo se puede emplear como un proxy de la profundidad del agua ya que su asociación con simbioses dependientes de la luz requiere que su desarrollo se lleve a cabo en regiones marinas someras.

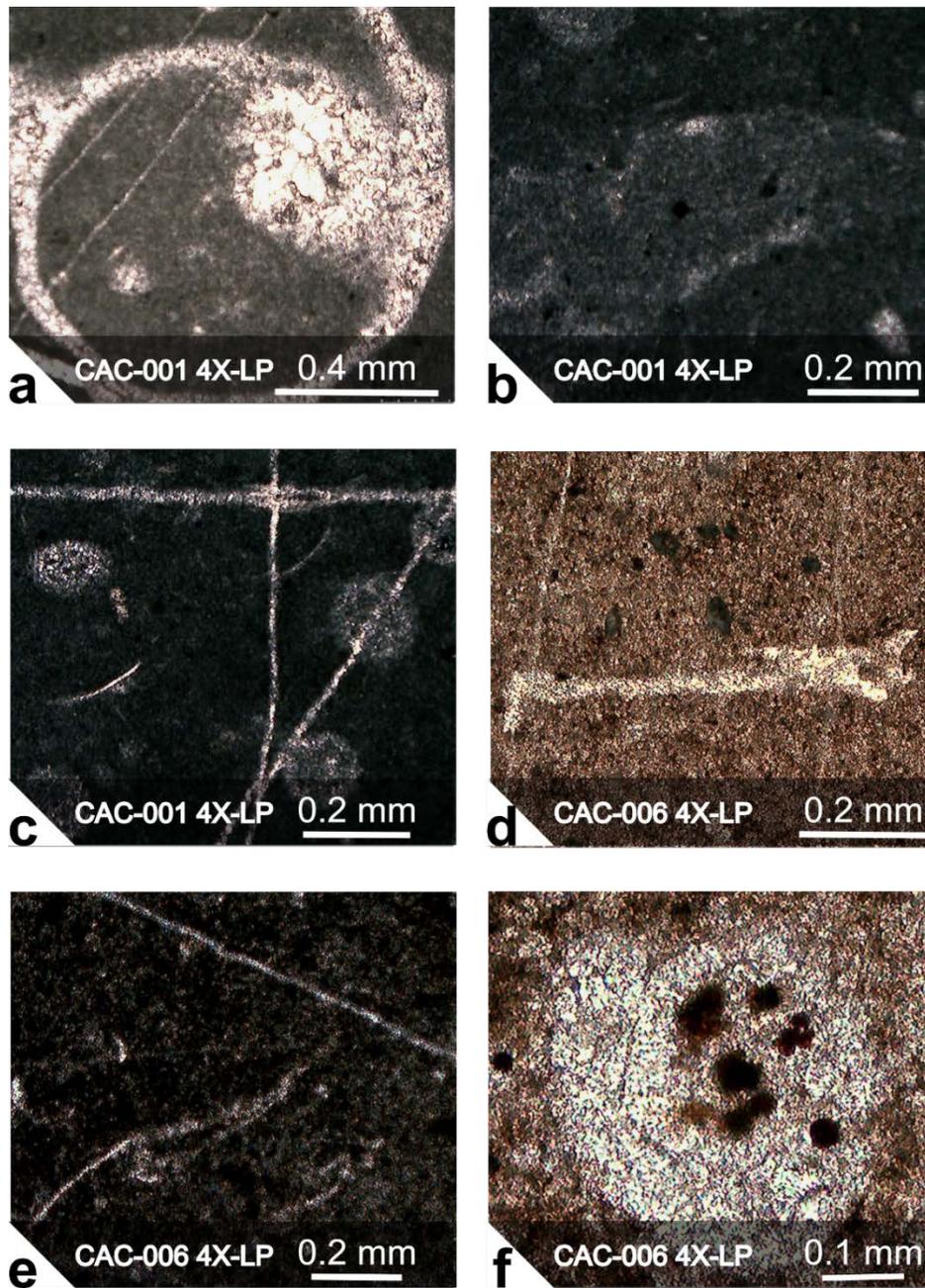


Figura 56. Microfacies típicas de los niveles 1 a 6 de la sección Cacahuatlán. **a)** Gasterópodo incluido en una muestra lodosoportada con trazas de radiolarios dispersos en los que se observa recrystalización total y disolución parcial. **b)** Facies de micrita con bioturbación en la que se presentan parches de recrystalización. **c)** Wackestone de radiolarios con fragmentos de bivalvos filamentosos en los que se observa un acomodo relacionado a la concavidad de los elementos. **d)** Fragmento de bioclasto atribuible a un vertebrado en el que se observa disolución y fragmentación. En esta facies se presentan también cristales de pirita diseminados. **e)** Mudstone con bioturbación. **f)** Foraminífero planctónico recrystalizado reemplazado parcialmente por cristales de pirita.

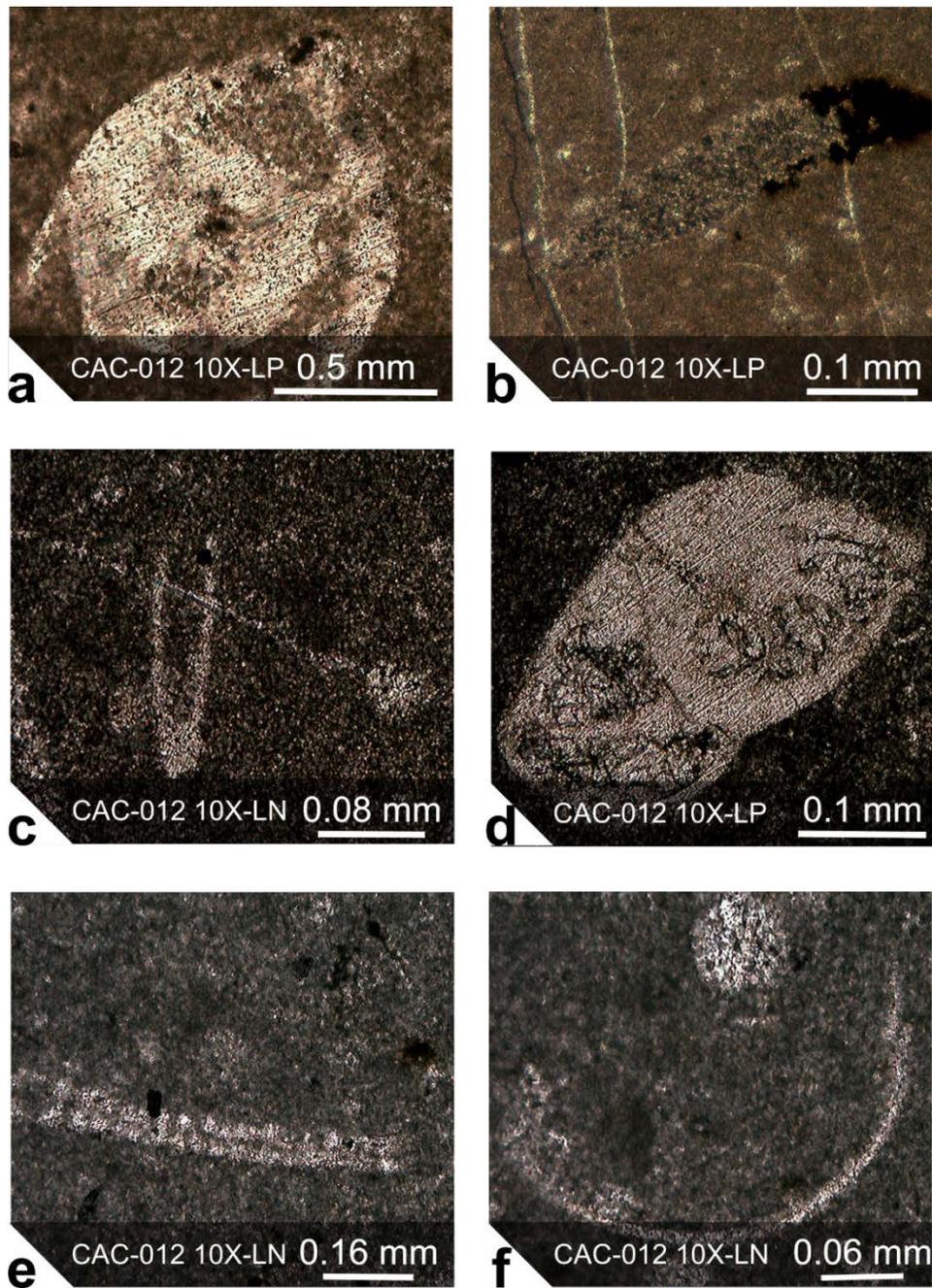


Figura 57. Microfacies típicas del nivel 12 de la sección Cacahuatlán. **a)** Lenticulínido incluido en una matriz de calcita arcillosa con cristales de pirita diseminados. **b)** Fragmento de placa de equinodermo en posición de extinción, mostrando disolución parcial, formando porosidad móldica. **c)** Fragmento de micromolusco recrystalizado, con extinción parcial y disolución muy marcada. **d)** Lenticulínido incluido en una matriz micrítica con cantidades moderadas de materia orgánica. **e)** y **f)** Fragmentos de bivalvos incluidos en una matriz micrítica arcillosa con materia orgánica y bioturbación moderada. Se muestran también cristales de pirita. En **f)** se presenta un corte longitudinal de la parte intermedia de un bivalvo en el que se muestra parte de una cresta cardinal y proceso medial, característicos de algunos ejemplares de este grupo.

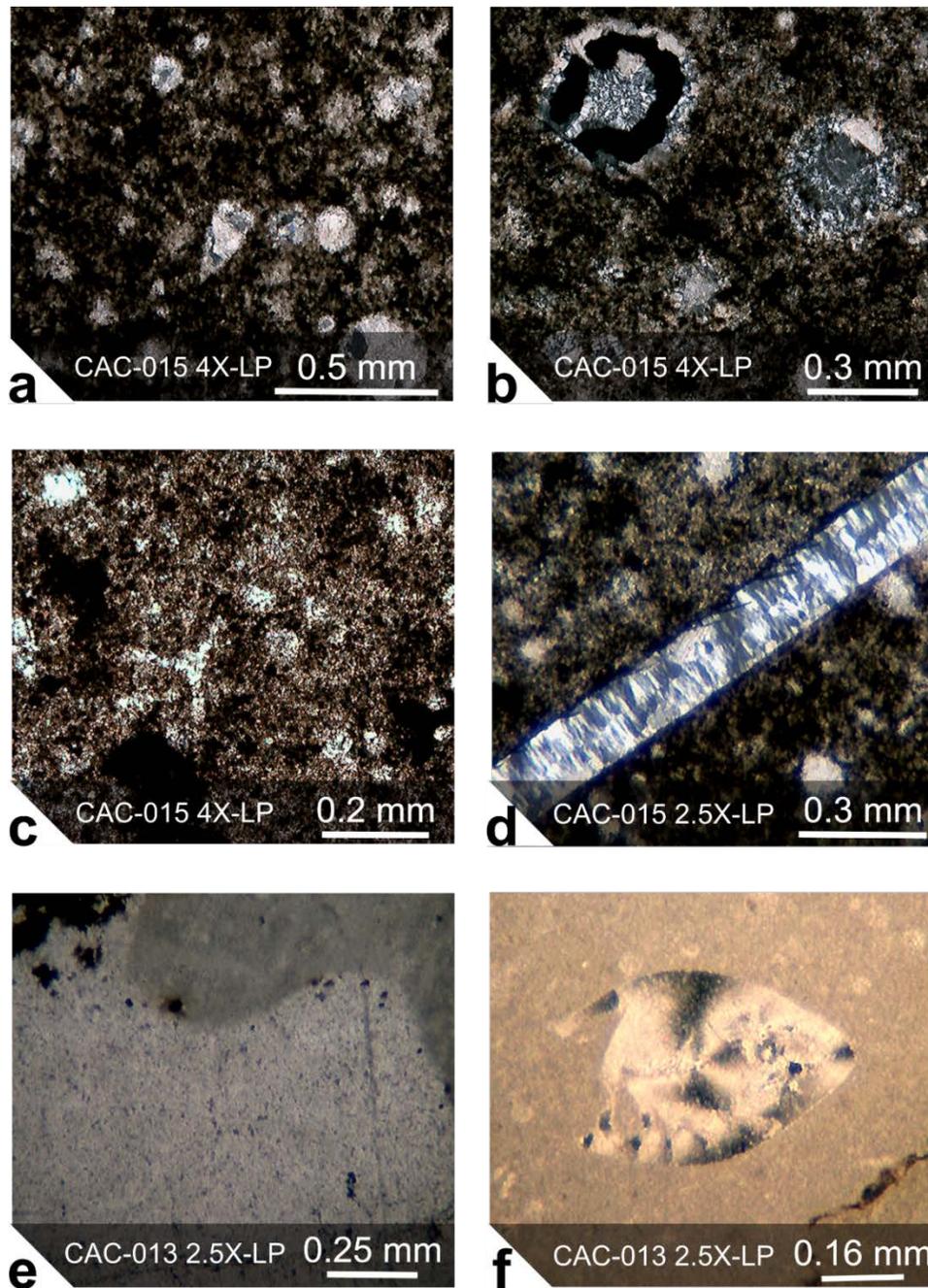


Figura 58. Microfacies típicas de los niveles 13 a 15 de la sección Cacahuatlán. **a)** y **b)** Wackestone-packstone de radiolarios y foraminíferos planctónicos con diversos grados de recrystalización y reemplazamiento por sílice microcristalino de manera parcial. La matriz presenta cantidades moderadas de materia orgánica. **c)** Wackestone de foraminíferos planctónicos y radiolarios con algunos saccócidos. **d)** Separación entre dos facies diferenciadas por la coloración de la matriz, asociado a cambio en la presencia de materia orgánica y arcillas. En ambos casos se forman wackestone-packstone de radiolarios y foraminíferos planctónicos con diferentes grados reemplazamiento, disolución y recrystalización. **e)** Placa de crinoideo en el que se aprecia fracturamiento y redondeamiento en sus bordes. La parte interna está cruzada por una estilolita. **f)** Corte transversal de Lenticúlino mostrando extinción ondulosa en bloques.

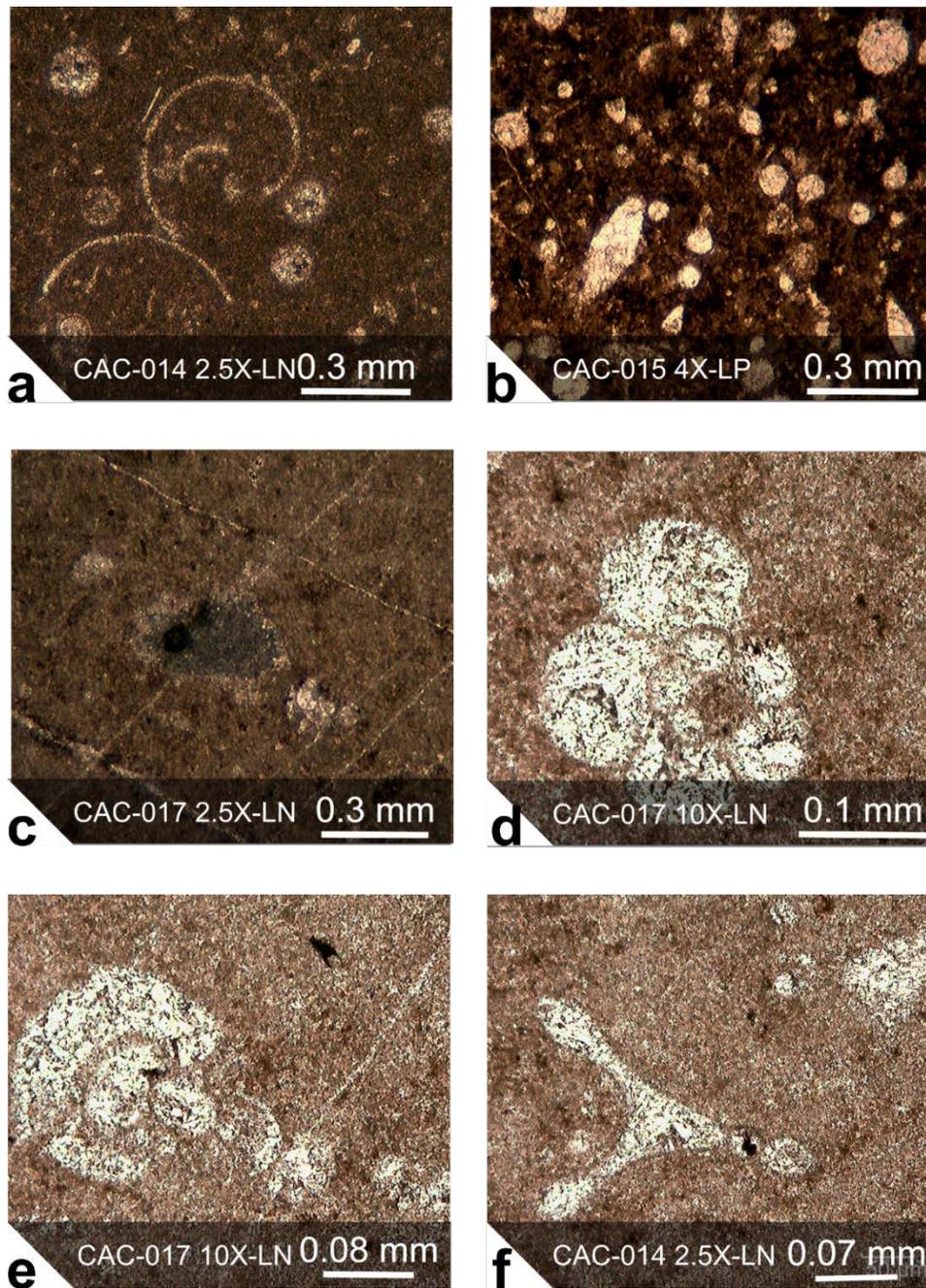


Figura 59. Microfacies típicas de los niveles 14 a 17 de la sección Cacahuatlán. **a)** Wackestone de radiolarios, microgasterópodos y foraminíferos planctónicos, incluidos en una matriz micrítica-arcillosa con algunas espículas dispersas. **b)** Wackestone de radiolarios (nasseláridos y espumeláridos), foraminíferos planctónicos y espículas con moderada presencia de material arcilloso y materia orgánica. El material se presenta diluido parcialmente y sin un acomodo preferencial aparente. **c)** Placa de crinoideo mostrando extinción recta continua y disolución parcial. Se presentan también radiolarios, cristales de pirita dispersos y bioclastos no reconocibles. **d)** Foraminífero planctónico con enrollamiento trocospiral. **e)** Foraminífero planctónico. **f)** Radiolario trirradial.

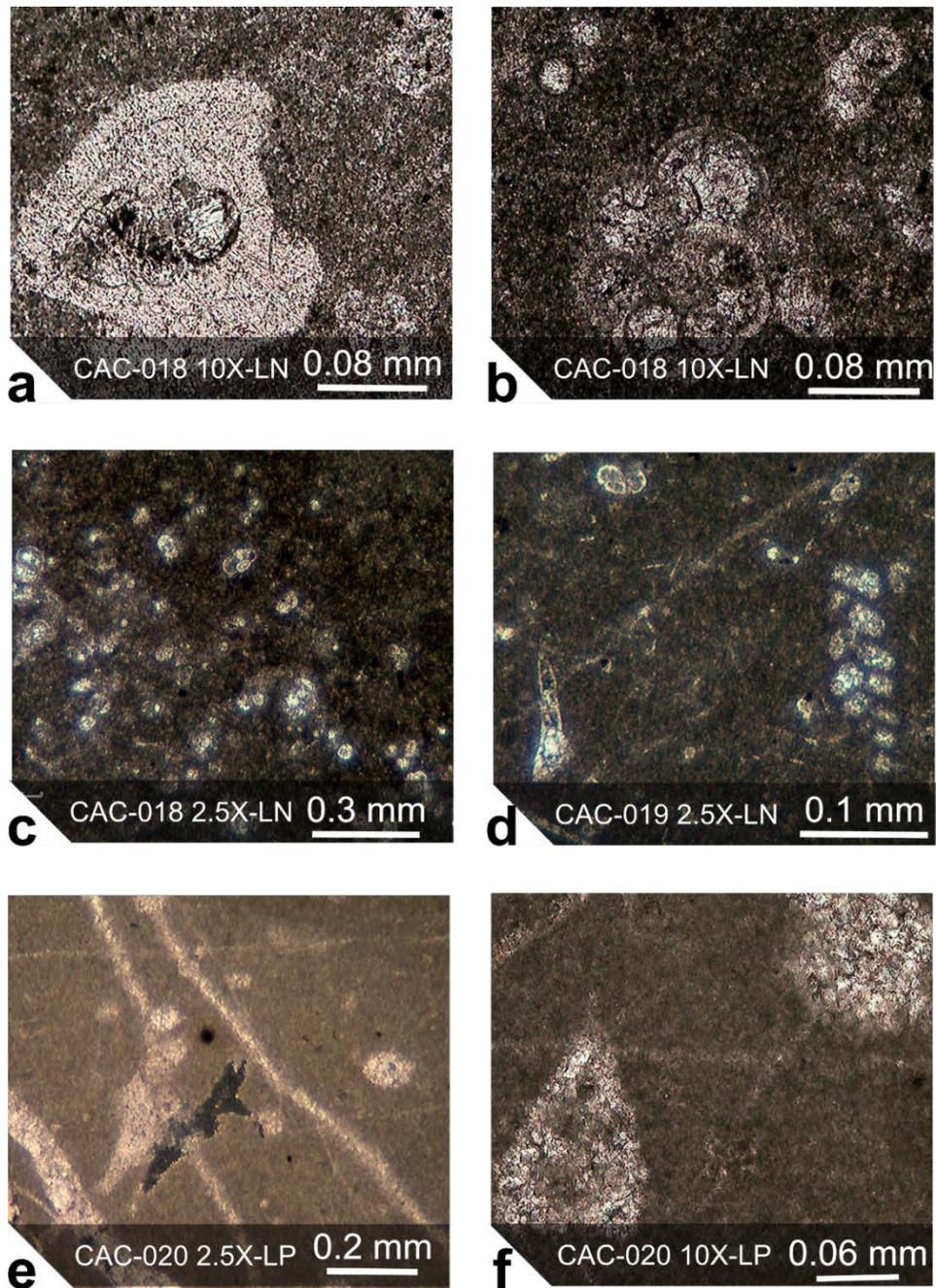


Figura 60. Microfacies típicas de los niveles 18 a 20 de la sección Cacahuatlán. **a)** Lenticulínido. **b)** Foraminífero planctónico. **c)** Wackestone-packstone de foraminíferos planctónicos con ocasionales espículas y radiolarios. **d)** Wackestone de foraminíferos. Se muestra un foraminífero bentónico biserial y un fragmento óseo con disolución mostrando porosidad móldica e interparticular. **e)** Fragmento de equinodermo mostrando extinción recta por bloques. Se presentan también radiolarios dispersos y cristales de pirita euhedrales dispersos. **f)** Corte longitudinal-oblicuo de radiolario (nasselárido) en el que se observa alto grado de disolución, reemplazamiento y recristalización.

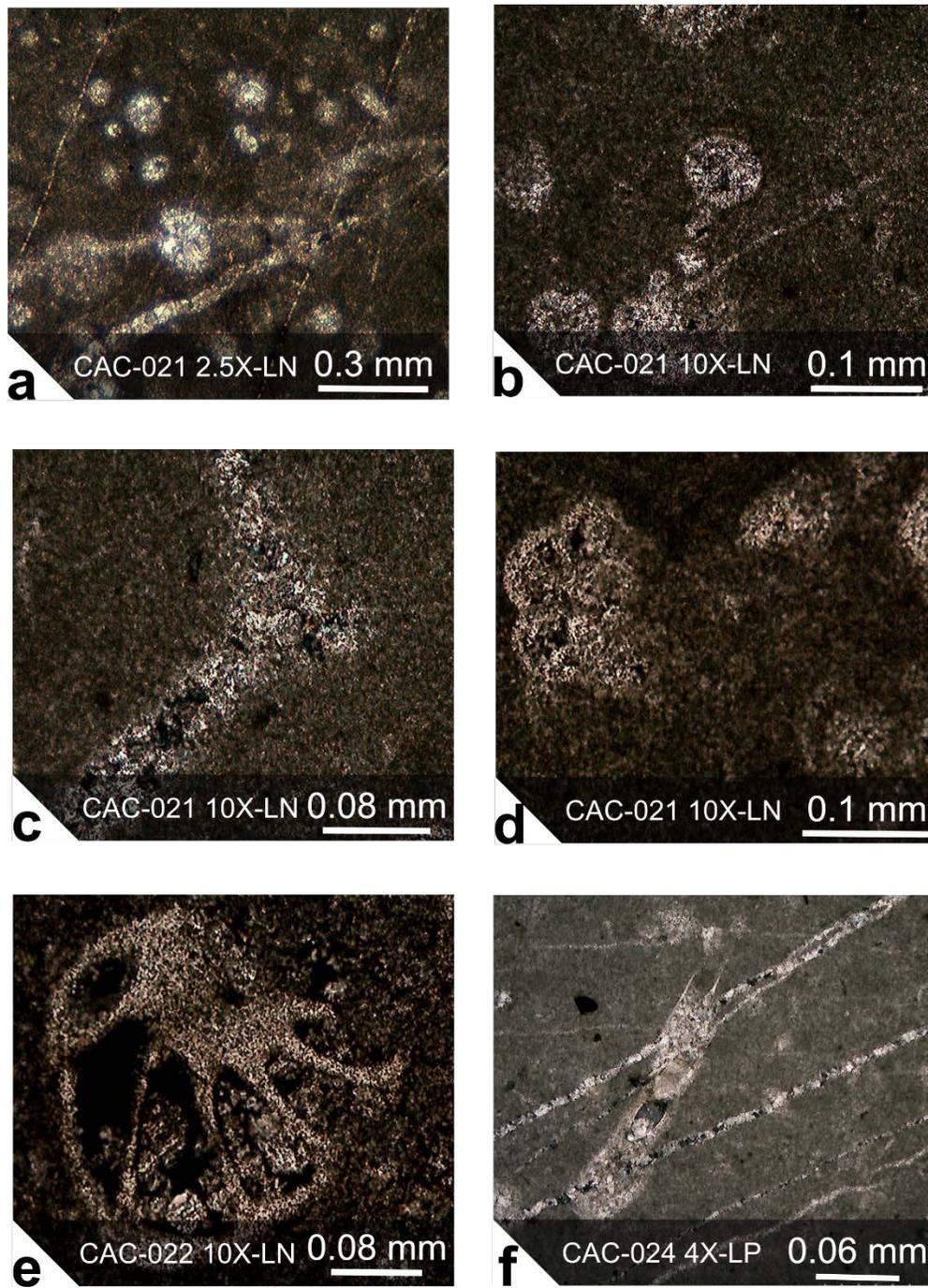


Figura 61. Microfacies típicas de los niveles 21 a 24 de la sección Cacahuatlán. **a)** Wackestone-packstone de radiolarios y foraminíferos planctónicos con algunos restos de espículas dispersas y presencia moderada de bioturbación. Los aloquímicos se incluyen en una matriz micrítica arcillosa con presencia moderada de materia orgánica. **b)** Corte axial de foraminífero planctónico. Se observa también el corte de un espumelárido muy tenue. **c)** Radiola de equinoideo parcialmente disuelta en una matriz con material opaco disperso (posiblemente pirita). **d)** Foraminífero planctónico. **e)** Fragmento de foraminífero bentónico con calcita en bloques que rellenan parcialmente la testa. **f)** Wackestone con fragmentos de foraminíferos.

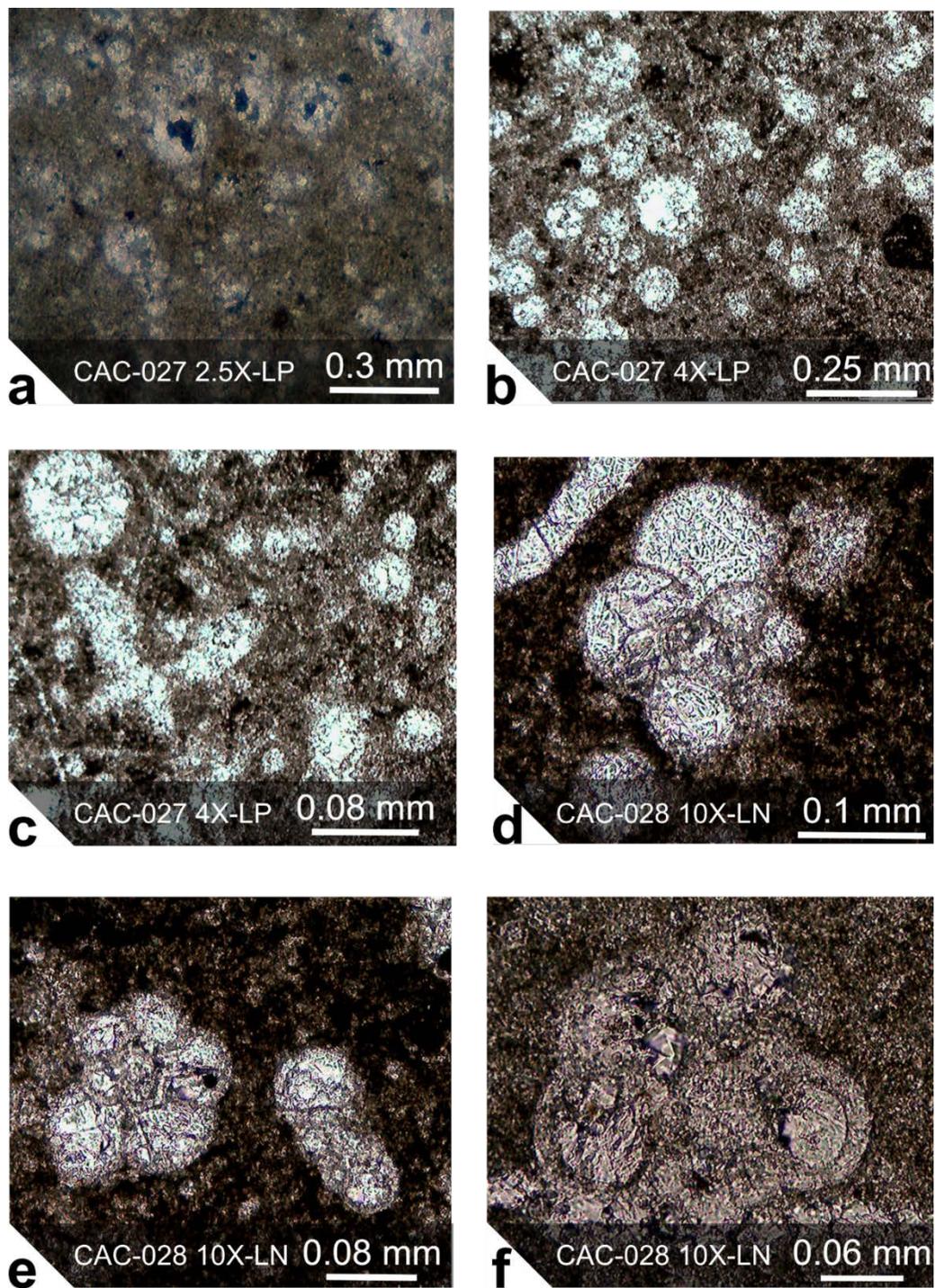


Figura 62. Microfacies típicas de los niveles 27 y 28 de la sección Cacahuatlán. **a), b) y c)** Wackestone-packstone de radiolarios con foraminíferos planctónicos y espículas de esponja. En algunos casos se observa alto grado de disolución tanto en la matriz como en los aloquímicos y pequeñas partes que están también silicificadas. **d), e) y f)** Foraminíferos planctónicos embebidos en una matriz con variaciones en la cantidad de arcilla y acumulación de materia orgánica.

Análisis de agrupamiento

Los resultados del análisis de agrupamiento para la Sección Cacahuatlán fueron los siguientes (Figura 63):

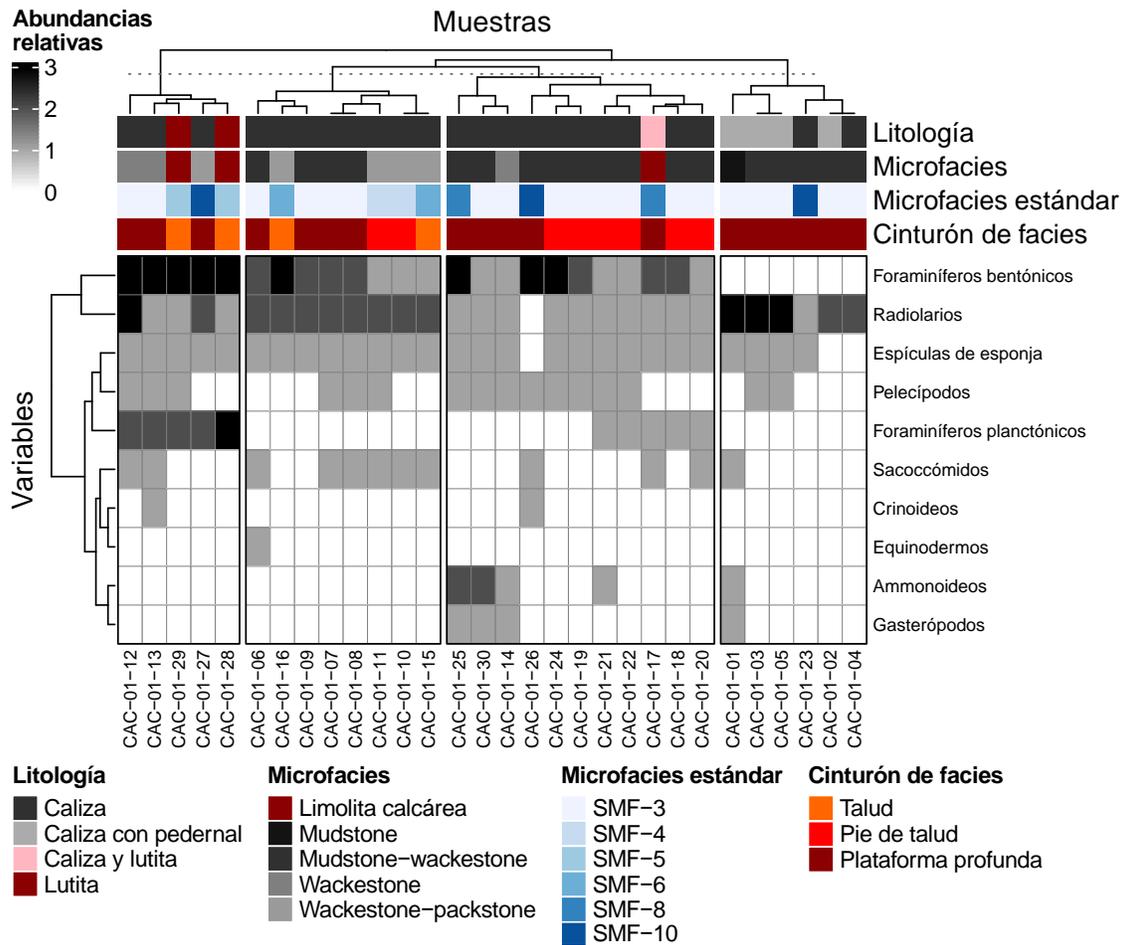


Figura 63. Diagrama de agrupamiento para las abundancias relativas de fósiles de la sección Cacahuatlán.

Para las biofacies de la sección estratigráfica Cacahuatlán se encontraron cuatro agrupaciones de acuerdo con la presencia de los aloquímicos esqueléticos. En el grupo 1 (Biofacies 1-Cacahuatlán; Muestras: CAC-01-12, -13, -27 a -29) se caracteriza por abundancias relativamente mayores de foraminíferos bentónicos y planctónicos, en microfacies tipo wackestone-packstone con algunas muestras de limolita calcárea, correspondientes a las microfacies estándar SMF-3 (mudstone y wackestone pelágicos),

SMF-5 (wackestone-packstone bioclástico) y SMF-8 (wackestone o floatstone con fósiles completos).

En el grupo 2 (Biofacies 2-Cacahuatlán; Muestras: CAC-01-06 a -11, CAC-01-15, -16) se observaron abundantes radiolarios, foraminíferos bentónicos, espículas de esponja y saccocómidos. Las microfacies corresponden a mudstone y mudstone-wackestone de cinturones de facies de plataforma o cuenca profunda asignables a microfacies estándar SMF-3 (mudstone y wackestone pelágicos) y algunas muestras pertenecientes a microfacies estándar SMF-4 (mudstone-packstone bio- o litoclástico) y SMF-5 (wackestone-packstone bioclástico).

El grupo 3 (Biofacies 3-Cacahuatlán; Muestras: CAC-01-14, CAC-01-17 a -22, CAC-01-24 a -26, CAC-01-30) se caracteriza por facies tipo mudstone con presencia variable de foraminíferos bentónicos y baja abundancia de radiolarios, espículas de esponja y fragmentos de pelecípodos; en algunas muestras se tienen abundancias importantes de ammonoideos y gasterópodos; los cinturones de facies son de plataforma profunda y pie de talud y la mayoría de microfacies estándar también corresponden a SMF-3 (mudstone y wackestone pelágicos) con algunas SMF-8 (wackestone o floatstone con fósiles completos) y SMF-10 (wackestone-packstone con horadaciones).

El grupo 4 (Biofacies 4-Cacahuatlán; Muestras: CAC-01-01 a -05, CAC-01-23) se caracteriza por microfacies tipo mudstone y mudstone-wackestone con cantidades variables de radiolarios y ausencia de foraminíferos bentónicos; este grupo además incluye muestras en las que se desarrollaron pedernales asignables en su mayoría a microfacies estándar SMF-3 (mudstone y wackestone pelágico).

Los mudstone y wackestone-packstone de radiolarios son comunes en ambientes de cuenca profunda (Cinturón de facies F1 de Wilson, 1970) en donde la profundidad puede ser mayor a la línea de compensación de carbonatos y se llega a presentar alguna cantidad de influjo de sedimentos finos del tamaño de arcillas y de material silíceo bajo condiciones que ocasionalmente impiden la desintegración del plancton.

Las facies pertenecientes al cinturón de facies de cuenca profunda presentan generalmente sedimentos finos consistentes en lutita y wackestone bioclástico con material arcilloso, además de lodos calcáreos ricos en radiolarios cuyos registros, para la sección Cacahuatlán, corresponden a los grupos 1 a 3, ya mencionados.

Interpretación paleoambiental

Facies de talud

Estas facies son comúnmente de tipo wackestone-packstone e incluyen radiolarios recristalizados, foraminíferos bentónicos y fragmentos de equinodermos. Algunas muestras tienen fracturas con cambios de facies asociados a la presencia de materia orgánica y material arcilloso.

Facies de pie de talud

Las facies son de tipo mudstone-packstone y wackestone-packstone con cantidades variables de radiolarios y foraminíferos bentónicos, ocasionales espículas de esponjas, ammonoideos y crinoideos. La matriz es comúnmente arcillosa y presenta pirita subhedral dispersa y nódulos de pedernal. En algunos casos existen microbivalvos dispersos con recristalización, disolución y abrasión parcial, así como fragmentos con porosidad interparticular y rellenos de microesparita o esparita; los radiolarios están parcial o totalmente reemplazados por calcita. La bioturbación es escasa a nula.

Facies de cuenca profunda

Facies de tipo mudstone y mudstone-wackestone con matriz arcillosa y cristales dispersos de pirita. Los aloquímicos esqueléticos corresponden a radiolarios, foraminíferos planctónicos, espículas de esponja y saccocómidos, algunos se encuentran recristalizados o con bordes micritizados. Cuando aumenta la cantidad de aloquímicos esqueléticos se tiende a la parte cóncava hacia la parte superior del estrato. En algunos casos hay foraminíferos planctónicos con recristalización, fragmentación parcial y bordes lisos. Las facies presentan de manera general baja a nula bioturbación y algunas tienen bioturbación moderada.

SECCIÓN SAN FELIPE TEPATLÁN

Localización y vías de acceso

Se llega a la localidad desde Xicotepec de Juárez siguiendo hacia el sur por la Carretera Federal 130 y continuando desde la Universidad Tecnológica de Xicotepec de Juárez hacia Nuevo Necaxa pasando por el puente contiguo a la Presa Necaxa, se sigue por el libramiento sur antes de llegar a Tenango de las Flores para seguir hacia Xaltepuxtla, Tlaola, Xochicugtla y San Felipe Tepatlán. Cerca de Xochicugtla se encuentra el poblado de La Guadalupana contiguo al río Tecolutla que se cruza para llegar a la localidad en donde se encuentra el afloramiento en el corte de carretera. A la localidad también se puede llegar desde Cacahuatlán donde se sigue por la Avenida Venustiano Carranza continuando hacia Patla y cruzando el río Necaxa antes del poblado de Chicontla y pasando por Arroyo Hondo, Tlapacoya y se toma el entronque hacia Xonocuautila para seguir como se indica en la ruta anterior. El afloramiento se encuentra en las coordenadas UTM (WGS84, 14Q) $619,444 \pm 5$ m E; $2'238,210 \pm 5$ m N (Figura 64).

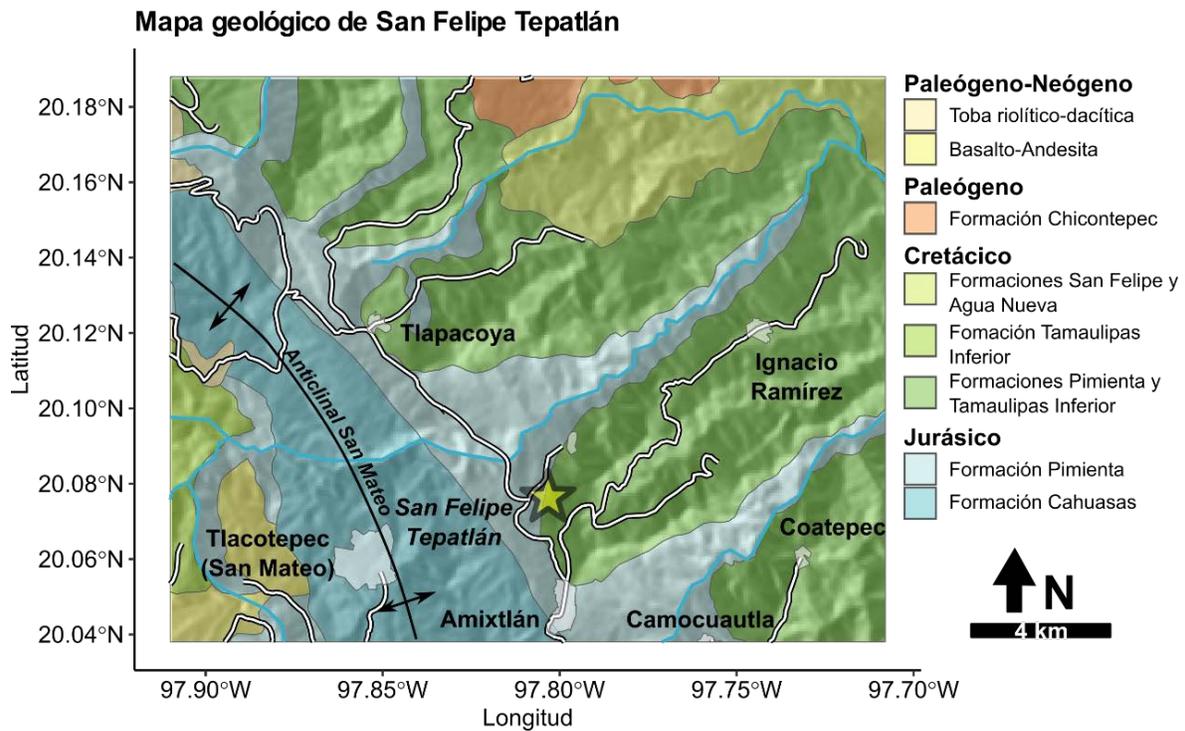


Figura 64. Mapa geológico y de ubicación de la sección San Felipe Tepatlán. La geología representada se tomó de la carta geológico-minera Veracruz E14-3 (SGM, 2002b). Las carreteras y vías principales fueron simplificadas de la Red Nacional de Caminos (INEGI, 2022). Los polígonos para las áreas urbanas se tomaron del Marco Geoestadístico Nacional (INEGI, 2013).

Litoestratigrafía de la sección estudiada

En esta sección se tomaron datos cada 20 a 30 cm con un espesor total de 22 m. Se observó la transición de estratos medianos y laminares de caliza oscura con materia orgánica a estratos medianos de caliza gris claro-marrón; su inclinación varía de 24° con dirección 78° (azimutal) a 74° con dirección 100° (azimutal). La parte baja presenta caliza gris oscuro a negro con pedernal en bandas irregulares que subyacen a capas de caliza gris oscuro con bordes superiores e inferiores comúnmente irregulares y estratos de caliza gris con laminaciones. También hay intercalaciones de lutita y caliza gris oscuro en capas de laminares a tabulares, con espesores de hasta 6 cm que subyacen a capas tabulares de caliza gris claro y gris oscuro con pedernal oscuro con estilolitas subparalelas. También se hallan capas de caliza gris claro-marrón que pasan a caliza con bandas y lentes de pedernal, vetas de calcita con intemperismo e intercalaciones de caliza gris claro con separaciones laminares

y tabulares de sedimentos finos. Esta parte tiene facies tipo grainstone con foraminíferos planctónicos y espículas de esponjas moderadamente abundantes; los foraminíferos planctónicos son variablemente abundantes.

Los estratos en la parte intermedia y superior corresponden a caliza gris claro con pedernal y laminaciones interestratificadas, así como capas de caliza gris claro con nódulos de pirita. En esta sección se presentan foraminíferos bentónicos, abundantes en el primer tercio de la misma, con algunos elementos asociados a litologías con laminación paralela en facies tipo mudstone y mudstone-wackestone (Figuras 65 a 67).

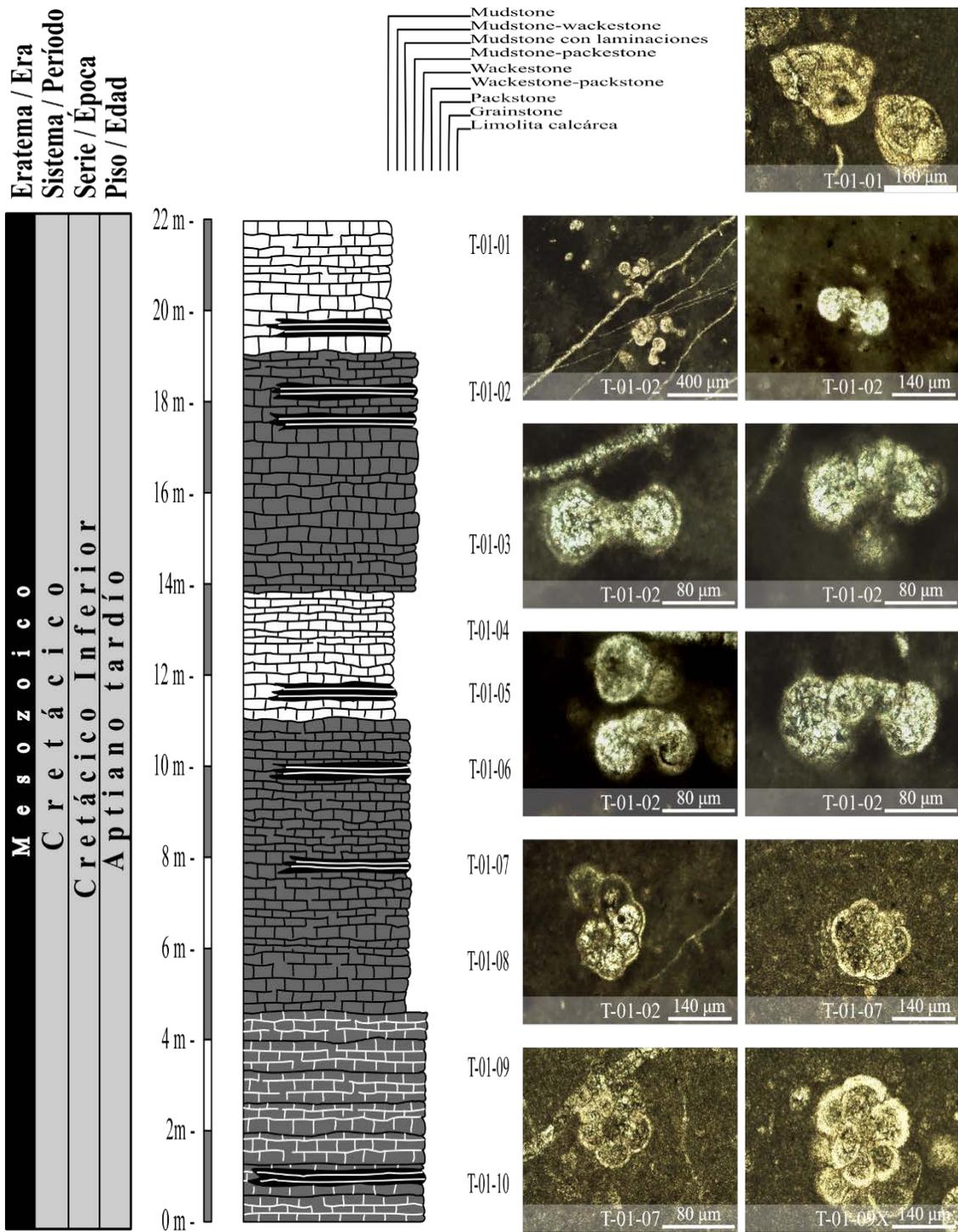


Figura 65. Columna estratigráfica de la sección San Felipe Tepatlán. Se observa presencia general de foraminíferos bentónicos y planctónicos.

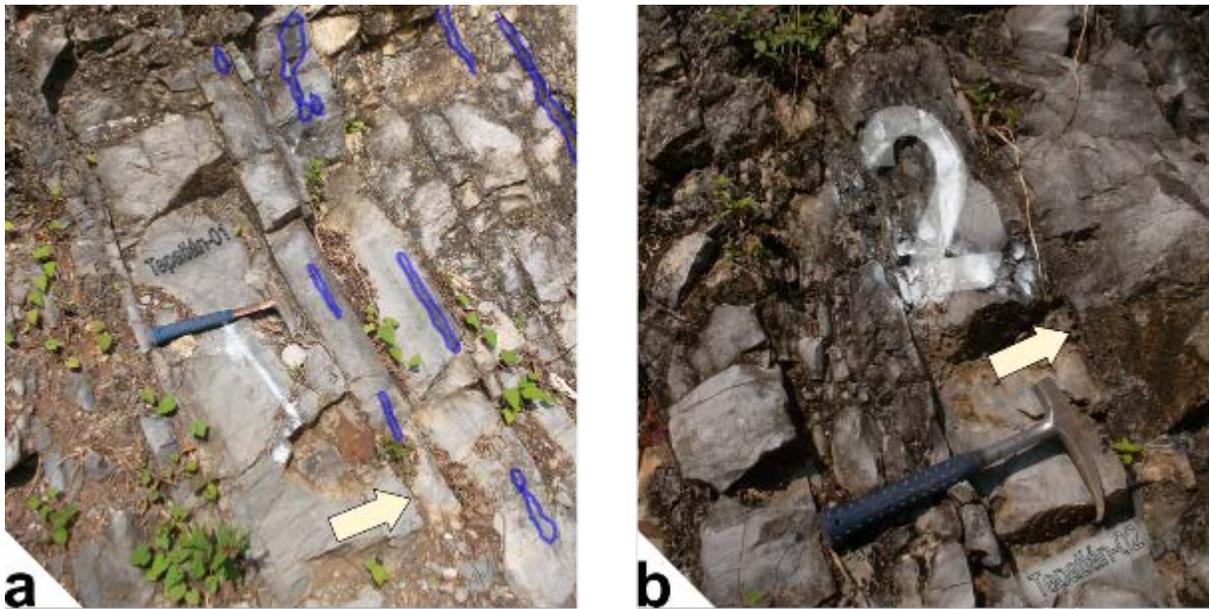


Figura 66. Características estratigráficas de la sección San Felipe Tepatlán, aproximadamente a 1 km del poblado de San Felipe Tepatlán, en el estado de Puebla. **a)** Nivel “Tepatlán-01” que corresponde a capas de caliza gris claro-marrón con vetas de calcita y pedernal en bandas y nódulos remarcados en azul. **b)** Nivel “Tepatlán-02” intercalado en estratos de caliza gris oscuro-marrón claro con intercalaciones de limolita calcárea y caliza gris claro-crema al intemperismo en estratos delgados a tabulares con límites planos bien definidos. Se enmarcan en morado nódulos y bandas de pedernal intercalados.

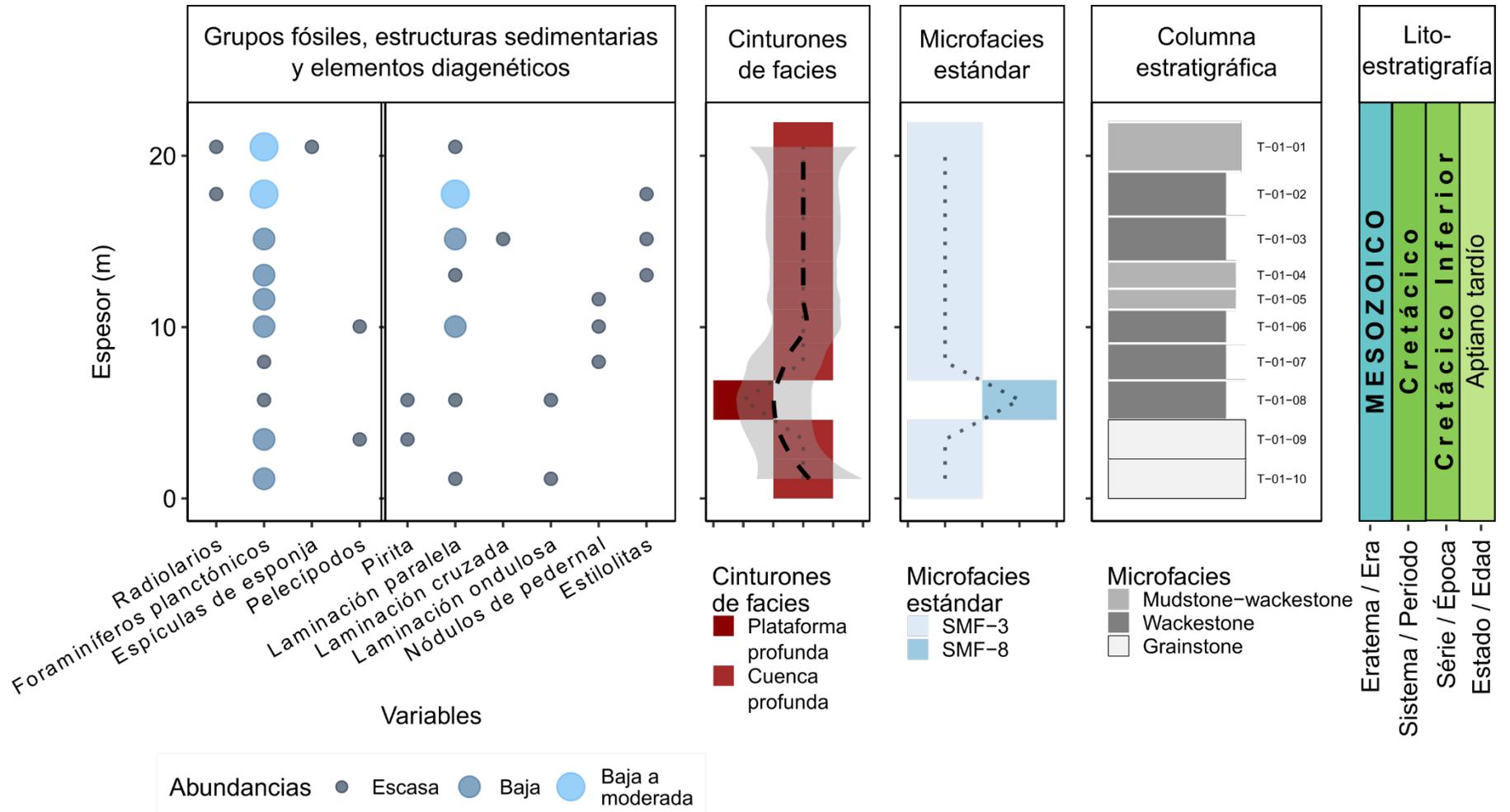


Figura 67. Caracterización de aloquímicos, estructuras sedimentarias y facies para la sección San Felipe Tepatlán.

Edad de la sección

La edad de la sección se considera del Cretácico Inferior (Aptiano tardío) con base en la asociación general de microfósiles pertenecientes a las especies *Globigerinelloides ferreolensis*, *Globigerinelloides barri*, *Globigerinelloides algerianus*, *Ticinella* y *Nannoconus* las cuales son típicas de la parte alta del Aptiano superior, en la Zona de *Globigerinelloides ferreolensis*. En la muestra T-01-01 se identificó a *Ticinella*, *Colomiella mexicana*, *Deflandronella veracruzana* y *Parachitinoidea cuvillieri*. La muestra T-01-09 incluye registros de *Deflandronella veracruzana* y *Parachitinoidea cuvillieri*, estos referidos al Aptiano superior de acuerdo con Trejo (1975, 1976).

Microfacies típicas de la Sección San Felipe Tepatlán

Las microfacies de esta sección incluyen mudstone y wackestone de radiolarios y foraminíferos planctónicos (Figura 68a) y mudstone bioturbado con fragmentos de cuarzo microcristalino subredondeado y wackestone arcilloso de foraminíferos planctónicos con espículas de esponja y variaciones importantes en el contenido de materia orgánica. Algunas de las facies de mudstone presentan fragmentos de ammonoideos con el interior obliterado parcialmente por esparita microcristalina. Los foraminíferos tienen cámaras bien preservadas con rellenos de calcita en bloques. También se encontraron facies de wackestone de foraminíferos planctónicos, con escasos radiolarios (principalmente nasseláridos), foraminíferos planctónicos biseriales y placas de crinoideos; en estas facies se observan parches de microcristales de cuarzo en el interior de algunas de las testas; además hay cristales de óxidos (posiblemente hematita o goethita) (Figura 68d).

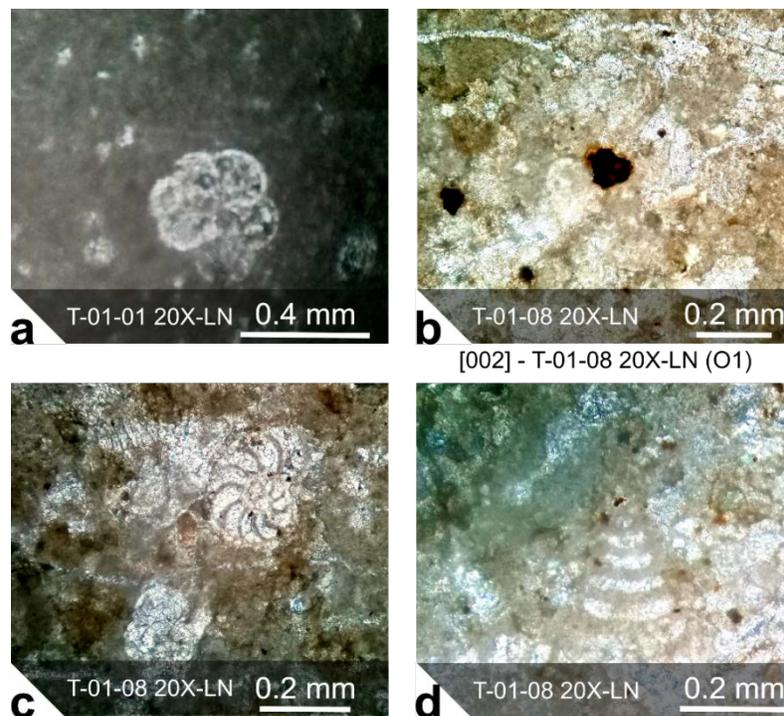


Figura 68. Microfacies típicas de la sección Tepatlán. **a)** Mudstone de foraminíferos y radiolarios con bioturbación moderada. La parte interna de los aloquímicos está parcialmente obliterada por microesparita y sílice, presentando disolución moderada. **b)** Cristales de óxidos (posiblemente hematita) incluidos en un wackestone de foraminíferos planctónicos con ocasionales fragmentos de micromoluscos, espículas de esponjas y crinoideos. **c)** Wackestone-packstone bioturbado de foraminíferos bentónicos y planctónicos. **d)** Foraminíferos bentónicos del género *Trocholina*.

Interpretación paleoambiental

En la sección de Tepatlán se observó una cantidad importante de foraminíferos planctónicos, los cuales se tratan de los elementos esqueléticos más comunes en estratos con facies de mudstone y wackestone, comúnmente intercalados con estratos de limolita calcárea. *Hedbergella* y *Globigerinelloides* se desarrollan en zonas de microfacies FZ-2 y FZ-3 correspondientes a ambientes marinos pelágicos con nivel de energía moderada en regiones tropicales pelágicas (BouDagher-Fadel, 2012). De acuerdo con la curva de nivel eustático propuesta por Haq *et al.* (1988), el intervalo representado por estas especies se relaciona a un aumento importante de nivel del mar. Bralower *et al.* (1993) incluyen para este período un

cambio importante entre la presencia de morfotipos de foraminíferos planctónicos someros y de profundidades intermedias, cercano a la parte alta de la zona del Evento Anóxico del Aptiano 1a (OAE1a), el cual se trata de una perturbación en el registro global del carbono durante el Cretácico y se caracteriza por valores muy bajos de carbono orgánico con mediciones que muestran una excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$ muy marcada (de ~ 4.5 ‰) seguida de una excursión positiva (de ~ 6.7 ‰) en un intervalo estratigráfico pequeño y bajo condiciones concomitantes de oxigenación pobre (Menegatti *et al.*, 1998; Bralower *et al.*, 1999; Ando *et al.*, 2002; Núñez-Useche *et al.*, 2015, Midtkandal *et al.*, 2016).

Para el Aptiano-Albiano del noreste de México se infieren condiciones cálidas y húmedas con aporte de terrígenos basadas en la alta abundancia de minerales detríticos como cuarzo y filosilicatos en asociación con altos valores de índices detríticos como resultado de fluctuaciones paleoclimáticas (Núñez-Useche y Barragán, 2012; Núñez-Useche *et al.*, 2015). Para esta región, el incremento de aporte de terrígenos es consistente en condiciones más húmedas y cálidas, reforzado por la ausencia de feldespatos en algunos análisis (Núñez-Useche *et al.*, 2015).

Carslen (en Longoria *et al.*, 1998, p. 78) considera que las microfacies de wackestone/biomicrita que presentan elementos de ambientes de menor profundidad, como son fragmentos de microbivalvos y equinodermos retrabajados, así como cristales de cuarzo subredondeados, en combinación con elementos pelágicos (foraminíferos y calpionélidos) se desarrollan en ambientes neríticos de desembocaduras de abanicos marinos distales con condiciones de aumento en el nivel de nutrientes, lo que se refleja por la mayor presencia de radiolarios; el autor considera además que, cuando existen restos de origen fosfático, es común encontrar cristales de colofano (apatito criptocristalino, constituyente de rocas fosfatadas y huesos).

IMPLICACIONES PALEO GEOGRÁFICAS Y PALEOECOLÓGICAS

De acuerdo con la propuesta paleogeográfica global de Zharkov *et al.* (1999), se intuye que durante el Berriasiano-Valanginiano, la región centro-este de México presentaba plataformas pericratónicas que se extendieron hacia la región occidental del Tetis en las que se presentaba sedimentación predominantemente calcárea, con algunas zonas pelágicas adyacentes en que desarrollaron acumulaciones de materiales silicificados biogénicos y autigénicos.

Particularmente, las plataformas carbonatadas que se formaron durante el Cretácico temprano en la región centro oriental de México, delimitaron cuencas controladas por procesos que comenzaron desde el Jurásico medio; estas regiones se encontraron a lo largo del este de África, norte de Arabia, este de Laurasia y la costa de norte América. De acuerdo con Wilson (1975), Schlager (1981), Schlager y Phillip (1990) y Zharkov *et al.* (1999), el desarrollo de las plataformas está ampliamente controlado por alta actividad biogénica que ocasionalmente conformaba parches de arrecifes hacia sus bordes; el desarrollo y duración de estas zonas responde además otros factores tanto biológicos como geológicos con variaciones en la temporalidad de los mismos.

Los siguientes mapas incluyen características paleogeográficas relacionadas con la temporalidad estudiada. En la propuesta de Goldhammer (1999) se incluye para la región centro-este de México una configuración de zonas de mar con extensiones de sedimentación marina hacia la región suroriental del área Tampico-Misantla, comprendiendo parte del Complejo Carbonatado Guaxcamá (Plataformas Valles-San Luis Potosí, El Doctor y Tuxpan) con registros sedimentarios en regiones de bajo relieve en los que se desarrollaron potentes paquetes sedimentarios de hasta miles de metros (McFarlan y Menes, 1991) en zonas de plataforma conformadas por caliza, lutita y limolita de ambientes someros o cercanos a los márgenes continentales. Las zonas alrededor del Complejo Carbonatado Guaxcamá sugieren también la generación de zonas marinas restringidas con registros sedimentarios que

comprenden caliza limolítica de zonas someras, evaporitas y carbonatos supra mareales y sedimentación en zonas de rampa de bajo ángulo, especialmente hacia el margen más oriental de esta región y en zonas transicionales de la cuenca del norte de México como ocurre con la Formación Mezcalera (Berriasiano-Turoniano) hacia Chihuahua, donde también se sugiere la presencia de sedimentos de rampa externa con inclusión de material siliciclástico.

La propuesta de Goldhammer (1999) también indica el desarrollo de zonas lagunares y sedimentación con aporte de material terrígeno especialmente hacia la parte nororiental (formaciones Taraises y lente “San Juan”) para el Berriasiano-Valanginiano (Figura 69).



Figura 69. Mapa paleogeográfico del Cretácico Temprano. (Modificado de Goldhammer, 1999).

Con relación a las propuestas de Iturralde-Vinent (2005, 2006) se tiene para el Cretácico Temprano una configuración semejante a la propuesta de Goldhammer (1999), no obstante presenta una extensión de mares más marcada en la parte suroccidental de México con un registro que tuvo un levantamiento durante el Cretácico Temprano, que conformaba un alto topográfico a lo largo del margen suroccidental-noroccidental de México, incluyendo regiones de mar somero en la plataforma Valles-San Luis Potosí y en regiones periféricas a la Plataforma de Yucatán en la que se sugieren zonas con actividad volcánica.

De acuerdo con Iturralde-Vinent (2005, 2006), para este lapso, el Golfo de México habría alcanzado las dimensiones que actualmente presenta y durante el Berriasiano, el Bloque Maya habría alcanzado su actual posición. En estas interpretaciones se indica el desarrollo de al menos dos archipiélagos de islas volcánicas y no volcánicas durante el Cretácico Temprano con cambios entre las conexiones de las zonas emergidas mayores y posiblemente uno de estos archipiélagos podría haber presentado extensiones superficiales limitadas, aunque se desconoce la existencia de depósitos continentales en secciones contiguas (Figura 70).

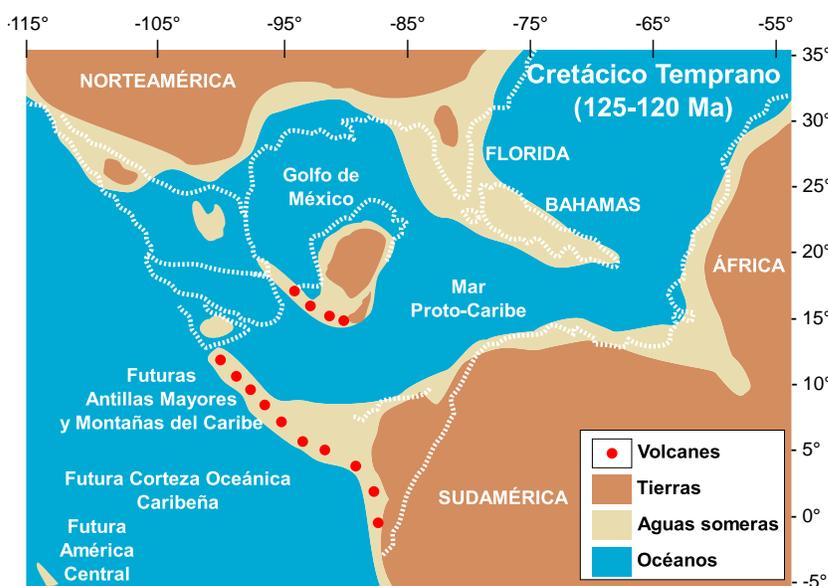


Figura 70. Mapa paleogeográfico del Cretácico Temprano (125-120 Ma) de acuerdo con la propuesta de Iturralde-Vinent (2006).

Con relación a la sección Cerro El Padhi es importante señalar que, de manera general, se hallaron calpionélidos y radiolarios y algunos estratos con presencia de microbivalvos. La sedimentación de estos bioclastos se atribuye a condiciones de ambiente pelágico con profundidad variable con aporte de material silíceo, probablemente asociadas a condiciones de vulcanismo, que posiblemente se asocia a la variación en la abundancia de radiolarios. Reháková y Michálík (1994, p. 147) consideran que el aumento en el microplancton silíceo puede explicarse a partir de corrientes (surgencias), que se ha visto particularmente para Los Cárpatos con la ocurrencia de radiolarios restringida a facies con

escasos componentes de otros grupos, comparables con fluctuaciones de los ciclos de Milankovitch para cambios en la excentricidad de la órbita terrestre (Erba *et al.*, 1992).

La presencia ocasional tanto de pirita como de sacocómidos se atribuye a condiciones con disminución de oxigenación en el medio. Particularmente, los saccocómidos permiten definir condiciones de menor grado de oxigenación y de baja a moderada energía en ambientes marinos distales en fases de aumento de nivel del mar (Wignall y Newton; 1998; Erba *et al.*, 1992). Con relación a las condiciones de oxigenación, Wignall y Newton (1998) sintetizan una serie de atributos para caracterizar biofacies restringidas a condiciones aeróbicas y disaeróbicas en las que consideran que la presencia de organismos bentónicos y nectobentónicos incrementa con respecto a la zonificación bajo condiciones disaeróbicas, promoviendo fábricas no laminadas, mientras que en condiciones anaeróbicas las biofacies tienden a presentar menor número de organismos bentónicos y la fábrica es generalmente laminada.

CONCLUSIONES

Se estudiaron cuatro secciones estratigráficas localizadas en Cerro El Padhi, Cacahuatlán, San Felipe Tepatlán y Tlatlauquitepec, en los estados de Hidalgo y Puebla de la región del centro-este de México, que comprenden edades del Berriasiano-Albiano. Se indicó para cada una de ellas el contenido litológico y paleontológico. La composición biótica en general consistió en organismos pelágicos (radiolarios, calpionélidos y foraminíferos planctónicos) en facies de caliza, caliza arcillosa y caliza con pedernal con microfacies de tipo mudstone y mudstone-wackestone con intercalaciones de materiales laminados y en algunas se presentaron niveles con dolomita y/o pirita.

Por la relevancia del contenido biótico en la Sección Cerro El Padhi se realizaron análisis detallados sobre su variación relacionada con la sedimentación y los cambios observados en el registro de isótopos estables de carbono y oxígeno. En las secciones Cacahuatlán, San Felipe Tepatlán y Tlatlauquitepec se presentan descripciones de facies con la interpretación paleoambiental correspondiente y se incluyen análisis de agrupamiento con la determinación de biofacies con evaluaciones sobre la utilidad de algoritmos *kmeans* y jerárquico, usando métrica euclídea para las distancias entre entidades analizadas (niveles estratigráficos). Los agrupamientos encontrados en la sección Cacahuatlán corresponden a mudstone y wackestone pelágicos con litoclastos y bioclastos relacionados a ambientes de cuenca profunda en tanto que las biofacies establecidas para la sección Tlatlauquitepec fueron generalmente del tipo mudstone con calpionélidos y foraminíferos, con algunas muestras presentando brechamiento o reciclado de litoclastos. Aunque los agrupamientos en estas secciones tuvieron un índice de Hoptkins cercano a 0.5 fue posible delimitar al menos de manera gráfica, diferencias importantes entre los grupos encontrados (biofacies). En el caso de la sección Tepatlán la homogeneidad de las muestras no permitió una delimitación por biofacies, aunque la cantidad predominante de foraminíferos planctónicos delimitó un intervalo de aumento importante de nivel del mar.

Sobre el análisis bioestratigráfico en la sección Cerro El Padhi, se delimitaron las subzonas Oblonga (Zona de Calpionellopsis, Berriasiano Superior) y Darderi (Zona de Calpionellites, parte basal del Valanginiano inferior) dentro del límite Berriasiano/Valanginiano. En estas subzonas se identificaron las especies *Calpionella alpina*, *Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *T. subacuta*, *Remaniella cadischiana*, *R. catalanoi* y *Calpionellites darderi*, además de considerarse de manera particular los registros de *Tintinnopsella carpathica* y *Remaniella cadischiana*. Se delimitó la distribución a nivel mundial de los taxa identificados comparándose los registros a los que se tuvo acceso hasta el año 2019. Sobre este análisis se presentaron mapas que muestran una mayor presencia de estudios en centro y este de Europa donde la abundancia de los taxa es mayor para el Berriasiano dentro de las tres edades estratigráficas comprendidas.

Con relación al análisis de isótopos estables, se observó una ligera disminución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ cerca de la parte media de la sección Cerro El Padhi, la cual se asocia a una disminución relativa del nivel del mar con enriquecimiento de isótopos ligeros por aporte de material continental después de períodos considerables de aumento de línea de costa o retiro del mar. A la denudación de material continental es posible sumársele picos positivos de carbono orgánico total (TOC) asociados a eventos externos que provocan erosión masiva en sedimentos y suelo y liberan cantidades importantes de CO_2 a la atmósfera a escala local, regional o global que se muestran como excursiones negativas en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ por incremento en la proporción de carbono ligero atmosférico proveniente de la desintegración de materia orgánica continental.

Respecto a los cambios en el nivel del mar, se pueden asociar a cambios eustáticos con consecuencias a nivel global relacionados a factores locales, como procesos de subsidencia, levantamientos tectónicos o cambios en la tasa de sedimentación, referibles a ajustes de la cuenca no necesariamente coincidentes con las variaciones globales del nivel del mar. El aumento en facies arcillosas hacia la parte media de la sección analizada y el

descenso del nivel del mar a largo plazo sugiere además la transición desde una asociación de facies netamente marina a una facies con condiciones de algún nivel de retrabajo, aunque con bajo grado de dominancia.

Para el caso de Tepatlán existen pocas variaciones de biofacies ya que los niveles están caracterizados generalmente por la presencia de foraminíferos planctónicos y bivalvos. En este caso no fue posible realizar una diferenciación en agrupaciones como ocurre con las secciones de Tlatlauquitepec y Cacahuatlán.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Hubberten, H., Remane, J., 1991.** Correlaciones multiestratigráficas en el límite Jurásico-Cretácico en el noreste de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 51, 1, 23-51.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., 1994.** The Jurassic Cretaceous boundary in Northeastern Mexico. Confrontations and correlations by microfacies, clay minerals mineralogy, calpionellids and ammonites. [La limite Jurassique-Crétacé dans le nord-est du Mexique. Confrontation des corrélations basées sur les microfaciès, la minéralogie, les faunes de calpionelles et d'ammonites]. Geobios, M. S. No. 17: 37-56.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., Hubberten, H., 1996.** Palaeoceanographic changes at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Western Tethys, northeastern Mexico. Cretaceous Research, 17: 671-689.
- Aguado, R., Company, M., Tavera, J. M., 2000.** The Berriasian/Valanginian boundary in the Mediterranean region: new data from the Caravaca and Cehegín sections, SE Spain. Cretaceous Research, 21, 1-21.
- Aguayo-Camargo, J. E., 1975.** Sedimentary environments and diagenetic implications of the El Abra Limestone at its type locality, east Mexico. University of Texas at Dallas, Ph. D. dissertation, 159 p. (Inédita).
- Aguayo-Camargo, J. E., 1998.** The Middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15 (1), 1-8.
- Aguilar-Ramírez, C. F., 2014.** Determinación de la fuente de fluidos activos durante la deformación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano comparando isótopos de $\delta^2\text{H}$ en vetas sintectónicas y la línea de agua meteórica local, Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 61 p.
- Aguilera, E., 1972.** Ambientes de depósito de las formaciones del Jurásico Superior en la Región Tampico-Tuxpan. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 24 (1-3), 129-163.

- Akgümüş, B., 2019.** Taxonomy and biostratigraphy of calpionellids and *Saccocoma* across the Jurassic-Cretaceous boundary beds of the Alci Block: Alacaatli Olistostromes, Ankara, Turkey, Middle East Technical University, Thesis of Master of Science in Geological Engineering Department, 243 p.
- Akyazi, M ve, Tunç, M., 1998.** Sarıalan formasyonunun (Ilgaz-Çankırı) tanımlanması [TJK Bülteni] Geological Bulletin of Turkey, 41 (2), 2,79-93.
- Allemann, F., Remane, J. 1979.** Les faunes de calpionelles du Berriasien supérieur/Valanginien. pp. 99-109. *En:* Busnardo, R., Thieuloy, J. P., Moullade, M. (Eds.) Hypostratotype mesogéen de l'étage Valanginien, Sud-Est de la France, CNRS, Paris, France.
- Allemann, F., Catalano, R., Fares, F., Remane, J., 1971.** Standard Calpionellid Zonation (upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Proceedings of the Second Planktonic Conference. Roma, 1970, 2, 1337-1340.
- Allemann, F., Grün, W., Wiedmann, J. 1975.** The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon, Neuchâtel, sept. 1973. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 86, 14-22.
- Alonso-Zarza, A. M., 2010a.** Chapter 2. Palustrine carbonates. pp. 103-132. *In:* Alonso-Zarza, A. M., Tanner, L. H. (Eds). *Carbonates in Continental Settings. Facies Environments, and Processes.* SEPM Developments in Sedimentology 61.
- Alonso-Zarza, A. M., 2010b.** Chapter 5. Calcretes. pp. 225-267. *In:* Alonso-Zarza, A. M., Tanner, L. H. (Eds). *Carbonates in Continental Settings. Facies Environments, and Processes.* SEPM Developments in Sedimentology 61.
- Altner, A., Özkan, S., 1991.** Calpionellid zonation in North-Western Anatolia (Turkey) and calibration of stratigraphic ranges of some benthic foraminifera at the Jurassic-Cretaceous boundary. *Geológica Romana*, 26, 215-235.
- Alzaga, R. H., Pano, A. A., 1989.** Origen de la formación Chivillas y presencia del Jurásico tardío en la región de Tehuacán, Puebla, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 21 (1), 5-15.

- Andreini, G., Caracuel, J. E., Parisi, G., 2007.** Calpionellid biostratigraphy of the Upper Tithonian–Upper Valanginian interval in Western Sicily (Italy). *Swiss Journal of Geosciences*, 100 (2), 179-198.
- Ando, A., Kakegawa, T., Takashima, R., Saito, T., 2002.** New perspective on Aptian carbon isotope stratigraphy: data from $\delta^{13}\text{C}$ records of terrestrial organic matter. *Geology* 30, 227-230.
- Ángeles-Villeda, M. E., 2004.** Paleoecología y bioestratigrafía del contacto entre las formaciones La Casita y Taraises en la Sierra Minas Viejas al noreste de Monterrey, Nuevo León, México. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias Biológicas. Tesis de Maestría, 90 p.
- Aranda-Manteca, F. J., Stinnesbeck W., 1993.** Primer registro de Mosasáuridos en el Noreste de México. *En: Polas, C., Ramírez, J. A., Rangel, M. M., Navarro, I. (Eds.), Actas de Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León*, 8, 1-8.
- Aseretto, R. L. A. M., Kendall, G. S. C., 2006.** Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, 24 (2), 153-210.
- Atasoy, S. G., 2017.** Foraminiferal and Calpionellid Biostratigraphy, Microfacies Analyses and Tectonic Implications of the Upper Jurassic – Lower Cretaceous carbonate platform to slope successions in Sivrihisar Region (Eskişehir, NW Turkey). Middle East technical University, Geological Engineering Department. Tesis de maestría, 254 p.
- Atasoy, S. G., Altıner, D., Okay, A. I., 2018.** Reconstruction of a Late Jurassic-Early Cretaceous carbonate platform margin with composite biostratigraphy and microfacies analysis (western Sakarya Zone, Turkey): Paleogeographic and tectonic implications. *Cretaceous Research*, 92, 66-93.
- Barboza-Gudiño, J. R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P. R., 2004.** Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (3), 299-319.

- Barbu, V., Melinte-Dobrinescu, M. C., 2008.** Latest Jurassic to earliest Cretaceous paleoenvironmental changes in the Southern Carpathians, Romania: regional record of the late Valanginian nutrification event. *Cretaceous Research*, 29, 790-802.
- Barragán-Manzo, R. y Díaz-Otero, C., 2004.** Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano-Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (2): 247-259.
- Basáñez-Loyola, M. A., Fernández-Turner, R., Rosales-Domínguez, C., 1993.** Cretaceous platform of Valles-San Luis Potosí, northeastern central Mexico: American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, p. 51-59.
- Baumgartner, P.O., 2013.** Mesozoic radiolarites-accumulation as a function of sea surface fertility on Tethyan margins and in ocean basins. *Sedimentology*, 60, 292-318.
- Bello, M. R., 1978.** Estudio estratigráfico y diagenético de 13 pozos localizados al sur del Río Czones en la Faja de Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 34 (2), 34-41.
- Belt, B. C., 1925.** Stratigraphy of the Tampico District of Mexico, American Association of Petroleum Geologists, 9 (1), 136-144.
- Ben Abdessalam-Mahdaoui, S., Benzaggagh, M., Bouhleh, S., Razgallah, S., 2011.** Nouvelle données biostratigraphique sur les niveaux de passage Jurassique-Crétacé et les calcaires du Campanien dans le secteur de Hammam Zriba-Jebel Guebli (Tunisie septentrionale). *Geo-Eco-Trop*, 34, 113-126.
- Benest, M., Gaspard, D. Ghali, M., 1996.** Les brachiopodes de l'avant-pays ouest-algérien lors de la phase transgressive maximale du Berriasien supérieur ; systématique, environnement, paléogéographie. *Geobios*, 29, 13-34.
- Bennett, K., 1996.** Determination of the number of zones in a Biostratigraphic sequence. *New Phytologies*, 132, 155-170.
- Benzaggagh, M., 2000.** Le Malm supérieur et le Berriasien dans le Prérif interne et le Mésorif (Rif, Maroc). *Biostratigraphie, lithostratigraphie, paléogéographie et évolution tectono-sédimentaire. Travaux et Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 152, 347 p.

- Benzaggagh, M., Cecca, Rouget, I., 2010.** Biostratigraphic distribution of ammonites and calpionellids in the Tithonian of the internal Prérif (M'Sila Area, Morocco). *Paläontologische Zeitschrift*, 84, 301, 315.
- Benzaggagh, M., Cecca, F., Schnyder, J., Seyed-Emami, K., Reza-Majidifard, M., 2012.** Calpionellids and pelagic microfaunas of Upper Jurassic – Lower Cretaceous Shal and Kolor Formations (Talesh Mountains, Alborz Chain, North-West Iran). Stratigraphic distribution, new species, systematic revision and regional comparisons. *Annales de Paleontologie*, 98, 253-301.
- Berger, W. H., and Vincent, E., 1986.** Deep sea carbonates: Reading the carbon/isotope signal. *Geologische Rundschau*, 75, 1 : 249-269.
- Blanc, E., 1995.** Transect plateforme-bassin dans les séries carbonatées de Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Université de Grenoble Alpes I, France. Tesis doctotal, 324 p.
- Blau, J., Grün, B., 1997.** Late Jurassic/Early Cretaceous revised calpionellid zonal and subzonal division and correlation with ammonite and absolute time scales. *Mineralia Slovaca*, 29, 297-300.
- Boggs, S., 2002.** Principles of Sedimentology and Stratigraphy. 5th Edition, Pearson Education, 676 p.
- Boardman, R. S., Cheetam, A. H., Rowell, A. J., 1987.** Fossil Invertebrates. Blackwell Scientific. Palo Alto, California, 713 p.
- Bolli, H. M., 1957.** The foraminiferal genus *Schackoina* Thalmann, emended, and *Leupoldina*, n. gen. in the Cretaceous of Trinidad, B. W. I. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 50, 2, 271-278.
- Bonet, F., 1956.** Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 8, 389-488.
- Boorová, D., Skupien, P., Vašíček, Z., Lobitzer, H., 2015.** Biostratigraphy of the Lower Cretaceous Schrambach Formation on the classical locality of Schrambachgraben (Northern Calcareous Alps, Salzburg Area), *Bulletin of Geosciences, Czech Geological Survey*, Prague, 90 (1), 89-131

- Borza, K., 1969.** Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten, Vydavateľstvo Slovenskej Akadémie Vied., Bratislava, 302 p.
- Borza, K. Michalik, J., 1986.** Problems with delimitation of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Western Carpathians, *Acta Geologica Hungarica*, 29 (1-2), 133-149.
- Boucot, A. J., 1975.** Evolution and extinction rate controls. New York, Elsevier, 427 p.
- BouDagher-Fadel, M. K., 2012.** Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera. Office of the Vice Provost Research (OVPR), University College, London, 287 p.
- Bralower, T. J., Sliter, W. V., Arthur, M. A., Leckie, R. M., Allard, D., Schlanger, S. O., 1993.** Dysoxic/Anoxic Events in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). In: Pringle, M. S., (Ed.) *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism: A Volume in Memory of S. Schlanger.* (1993), *Geophysics Monograph Series*, 77, 5-37.
- Braga, J. C., Riding, R., 2005.** Calcareous algae. *In: Selley, R., Cocks, L. R. M., Plimer, I. R.* (Eds.), *Encyclopedia of Geology.* Amsterdam: Elsevier, 428-436.
- Bralower, T. J., Cobabe, E., Clement, B., Sliter, W. V., Osburn, C. L., Longoria, J., 1999.** The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, Northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 29, 418-437.
- Brock, T. D., Madigan, M.T., Martinko, J. M., Parker, J., 1994.** *Biology of Micoorganisms*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 900 p.
- Bromley, R. G., 1996.** *Trace Fossils: Biology Taphonomy and Applications.* Special Topics in Paleontology, Series 13. Unwin Hyman, London, 280 p.
- Brönnimann, P., 1953.** On the occurrence of Calpionellids in Cuba. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 46, 263-268.
- Brusca, R. C., Brusca, G. J., 2005.** *Invertebrados 2a Edición.* McGraw-Hill/Interamericana, 1032 p.

- Bucur, I. I., 1992.** Calpionellids and calcispheres from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits in the Resita-Moldova Noua zone, Southern Carpathians, Romania, *Cretaceous Research*, 13 (5-6), 565-576.
- Bulot, L., Blanc, E., Company, M., Gardin, S., Hennig, S., Hoedemaeker, P. J., Leereveld, H., Magniez-Jannin, F., Mutterlose, J., Pop, G., Rawson, P. F. 1996.** The Valanginian stage. In: Rawson, P. F., Dhondt, A. V., Hancock, J. M., Kennedy, W. J. (Eds.), *Proceedings of Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries*, Brussels 8-16 September 1995. *Bulletin Institut Royal Sciences Naturelles Belgique Sciences de la Terre*, Volume 66, Supplement, 11-18.
- Burchette, T. P., Wright, V. P., 1992.** Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
- Burckhardt, C., 1912.** Faunes Jurassiques et Cretaciques de San Pedro del Gallo, Durango. *Boletín del Instituto Geológico de México*, 29, 264 p.
- Burckhardt, C., 1930.** Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, 49-50, 279 p.
- Cadisch, J., 1932.** Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. *Geologische Rundschau*, 23, 241-257.
- Campa, M. F., Coney, P. J., 1983.** Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Cantú-Chapa, A., 1963.** Etude biostratigraphique des ammonites du Centre et de l'Est du Mexique (Jurassique supérieur et Crétacé). *Mémoires de la Société Géologique de France*. N. S. 99, XLII (4), 102 p.
- Cantú-Chapa, A., 1967.** El límite Jurásico-Cretácico en Mazatepec, Puebla. *Estratigrafía del Jurásico de Mazatepec, Puebla (México)*. Instituto Mexicano del Petróleo, Sección Geología, Monografía, 1, 3-24.
- Cantú-Chapa, A., 1969.** Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Veracruz (Área de Soledad-Miquetla). *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 1 (1), 3-9.

- Cantú-Chapa, A., 1971.** La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3 (2), 17-40.
- Cantú-Chapa, A., 1976.** El contacto Jurásico-Cretácico, le estratigrafía del Neocomiano, el Hiato Hauteriviano Superior-Eoceno Inferior y las ammonites del Pozo Bejuco 6 (centro-Este de México): *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 37 (2), 60-83.
- Cantú-Chapa, A., 1980.** El límite Jurásico-Cretácico en México. *Asociación Paleontológica Argentina. Actas del II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 177-184.
- Cantú-Chapa, A., 1982.** The Jurassic-Cretaceous boundary in the subsurface of Eastern Mexico, *Journal of Petroleum Geology*, 4, 311-318.
- Cantú-Chapa, A., 1984.** El Jurásico Superior de Tamán, San Luis Potosí, Este de México. *En: Perrilliat, M. del C. (Ed.), Memoria del Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología. México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 207-215.
- Cantú-Chapa, A., 1989.** Precisiones sobre el límite Jurásico-Cretácico en el subsuelo del Este de México. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 2: 26-69.
- Carević, I., Taherpour-Khalil-Abad, M., Mirković, M., Jovanović, V., Mojtahedin, E., Vušković, D., 2018.** Calpionellid biostratigraphy and microfacies of the Upper Tithonian pelagic carbonates in northeastern Serbia (Carpatho–Balkanides). *Geológica Carpathica*, 69, 301-311.
- Carrillo-Bravo, J., 1961.** Geología del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina al NW de la Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13 (1-2), 1-98.
- Carrillo-Bravo, J., 1965.** Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17 (5-6), 73-96.
- Carrillo-Bravo, J., 1971.** La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23 (1-6), 102 p.
- Carrillo-Bravo, J., 1982.** Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 34(1), 21-46.

- Castro, M. J. T., Martínez, R. E., 1977.** Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazones. *En:* Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección Técnica de Exploración (Ed.). Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética, Informe inédito, 68 p.
- Catalano R., 1965.** Calpionelle di Calabianca (Castellamare, Sicilia). *Atti della Società Toscana des Scieze Naturali di Pisa, Series A, 72, 484-507.*
- Catalano, R., Liguori V., 1971.** Facies and Calpionellids from western Sicilia, pp. 167-209. *En:* Farinacci A. (Ed.): Proceedings of the II. Planktonic Conference, Roma, 1970. Tecnoscienza, Roma.
- Catuneanu, O., Abreu, Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. S. C., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W. Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E., Winker, C. 2009.** Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews, 92, 1-33.*
- Centeno–García, E., Silva–Romo, G., 1997.** Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic–Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 244–260.*
- Ciborowski, T., Koldziej, B., 2001,** Tithonian-Berriasian calpionellids from the Štramberk-type Limestones, Polish Flysch Carpathians, *52 (6), 343-348.*
- Clarkson, E. N. K., 1998.** *Invertebrate Paleontology and Evolution, 4th Edition.* Blackwell Science, 452 p.
- Colom G., 1939.** Tintinnidos fósiles (Infusorios Oligotricos). *Las Ciencias IV, 4, 815-825.*
- Colom, G., 1948.** Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of the Oligotricha. *Journal of Paleontology, 22, 233-263.*
- Coplen, T., 1988.** Normalization of oxygen and hydrogen isotope data, *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 72, 293-297.*

- Coplen, T. B., Brand W. A., Gehre M., Gröning M., Meijer Harro A. J., Toman, B., Verkouteren, R. M. 2006.** New Guidelines for $\delta^{13}\text{C}$ Measurements. *Analytical Chemistry*, 78, 2439-2441.
- Craig, H., 1957.** Isotopic Standards for Carbon and Oxygen and correction factors for mass – spectrometric analysis of carbon dioxide, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12, 133-149.
- Demicco, R. V., Hardie, L. A. 1994.** Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *SEPM Atlas Series*. 265 p.
- DeWever, P., Dumitrica, P., Caulet, J., Nigrini, C., Caridroit, M., 2002.** Radiolarians in the Sedimentary Record. CRC Press, p. 524.
- Dickens, G. R., O'Neil, J. R., Rea, D. K., Owen, R. M., 1995.** Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, 10, 6, 965-971.
- Doben, K., 1962.** Paläontologische-Stratigraphische und Fazielle Untersuchungen an der Jura/Kreide-Grenze in den Bayerischen Kalkalpen Zwischen Inn und Saalach. Privatdruck, München. Tesis profesional, 97 p.
- Doben, K., 1963.** Über Calpionelliden an der Jura/Kreide – Grenze. *Mitteilungen Bayerische Staatsammlung für Paläontologie, Historische und Geologie*, 3, 35-50.
- Dragastan, O., 2011.** Early Cretaceous Foraminifera, algal nodules and Calpionellids from the Lapoş Valley, Bicz Gorges (Eastern Carpathians, Romania). *Analele Ştiinţifice ale Universităţii "Al. I. Cuza" din Iaşi Seria Geologie, Iaşi*, 57 (1), 91-113.
- Dunham, R. J., 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Ham, W. E. (Ed.) Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 1, 108-121.
- Dupraz, C., Strasser, A. 1999.** Microbialites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, 40, 101-130.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2011.** Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62 (2), 285-311.

- Eguiluz de Antuñano, S., Olivares-Ramos, D., López-Martínez, R. 2012.** Discordancia entre el Jurásico y Cretácico en Huizachal, Tamaulipas, México: Su posible correlación con un límite de secuencia global. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29 (1), 87-102.
- Eliuk, L., Levesque, R., 1989.** Earliest Cretaceous sponge reef mounds, Nova Scotia Shelf (Shell Demascotia). In: Geldsetzer, H. H. J., James, N. P., and Tebbutt, G. E. (Eds.), *Reefs, Canada and adjacent areas*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, 713-720.
- Embry, A. F., Klován, E., 1971.** A Late Devonian reef tract on Northeastern Bakns Island, N. W. T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19 (4), 730-781.
- Erba, E., Bartolini, A., Larson, R. L., 2004.** Valanginian Weissert oceanic event. *Geology*, 32, 149-153.
- Erba, E., Castradori, D., Guasti, G., and Ripeppe, M., 1992.** Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: the example of the Albian Gault Clay Formation (southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93, 47-69.
- Esquivel-Macías, C., León-Olvera, R. G., Ramírez-Cardona, M., Flores-Castro, K., 2022.** Reporte de *Crioceratites* (Gerth, 1925) con la descripción de *C. tepehuaensis* n. sp. en el centro oriente de México y algunas consideraciones bioestratigráficas y paleobiogeográficas. *Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Tópicos de Investigación en Ciencias de la Tierra y Materiales*, 9 (9), 1-12.
- Field, C. W., Fifarek, R. H., 1985.** Chapter 6. Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. In: Berger, B. R., Bethke, P., *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geologists, 2, 99-125.
- Flügel, E., 1972.** Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias: Methoden und Probleme. *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Österreich*, 21, 6-64.
- Flügel, E., 2010.** *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 976 p.

- Folk, R. L. 1959.** Practical classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 1-38.
- Folk, R. L. 1962.** Spectral subdivision of limestone types. *In: Ham, W. E. (Ed.). Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*, 62-84.
- Föllmi, K. B., 1996.** The phosphorous cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth Science Reviews*, 40, 55-124.
- Föllmi, K. B., 2012.** Early Cretaceous life, environment and anoxia. *Cretaceous Research*, 35, 230-257.
- Fözy, I., Janssen, N. M. M., Price, G. D., Knauer, J. Pálffy, J., 2010.** Integrated isotope and biostratigraphy of a Lower Cretaceous section from the Bakony Mountains (Transdanubia Range, Hungary): a new Tethyan record of the Weissert event. *Cretaceous Research*, 31, 525-545.
- Ginsburg, R. N., 1956.** Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 40 (10), 2384-2427.
- Ginsburg, R. N., Lowenstam, H. A., 1958.** The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. *Journal of Geology*, 66, 310-318.
- Goldhammer, R. K., 1999.** Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, pp. 1-58. *En: Bartolini, C., Wilson, J. L., Lawton, T., F. (Eds.) Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. Geological Society of America, Special Paper 340.*
- Goldhammer R. K., Johnson, C. A., 2001.** Middle Jurassic—Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the Northwest Gulf of Mexico rim, pp. 45-48. *En: Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A. (Eds.): The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: Tulsa, Oklahoma, EUA. American Association of Petroleum Geologists' Memoir 79.*

- Gradstein, F., Ogg, J., Schmitz, M., Ogg, G., 2012.** The Geologic Time Scale. Elsevier, 1144 p.
- Grabowski, J., Pszczólkowski, A., 2006.** Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian - Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 27, 398-417.
- Grimm, E. C., 1987.** CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*, 13, 13-35.
- Grün, B., Blau, J., 1997.** New aspects of calpionellid biochronology: Proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division. *Revue de Paleobiologie*, 16 (1), 197-214.
- Hallam, A., 1984.** Pre/Quaternary sea-level changes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 12: 205-243.
- Hallock, P., 1985.** Why are larger Foraminifera large? *Paleobiology*, 11, 195-208.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R. 1987.** Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- Heim, A., 1926.** Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México). *Eclogae Geologica Helvetica*, 20: 84-87.
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O., 1989.** Modern planktonic foraminifera. Springer-Verlag, Heidelberg, Tokyo, 278 p.
- Hermoso De La Torre, C., Martínez-Pérez, J., 1972.** Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24 (1-3), 45-63.
- Hoefs, J., 2009.** Stable Isotope geochemistry. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 285 p.
- Hottinger, L., 1997.** Shallow benthic foraminifera assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168 (4), 491-505.

- Houša, V., 1990.** Ecological aspects of the evolution of calpionellids (Calpionellidae; Protozoa *inc. sed.*). Atti II Convegno Internazionale Fossili, Evoluzione, Ambiente. Pergola 1987, 357-363.
- Houša, V., Krs, M., Krsová, M., Man, O., Pruner, P., Venhodová, D., 1999.** High-resolution magnetostratigraphy and micropalaeontology across the J/K boundary strata at Brodno near Žilina, western Slovakia: Summary of results. *Cretaceous Research*, 20, 699-717.
- Houša, V., M. Krs, O. Man, P. Pruner, D. Venhodová, F. Cecca, G. Nardi, Piscitello, M., 2004.** Combined magnetostratigraphic, palaeomagnetic and calpionellid investigations across Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Bosso Valley, Umbria, central Italy. *Cretaceous Research*, 25, 771-785.
- Fauré-Fremiet, E., 1924.** Contributions à la connaissance des infusoires planctoniques. *Bulletin Biologique de France de Belgique*, 58, Supplément 6, 1-169.
- Imlay, R. W., 1939.** Upper Jurassic ammonites from Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 50, 1-78.
- Imlay, R. W., 1943.** Upper Jurassic ammonites from the Placer de Guadalupe district Chihuahua, Mexico. *Journal of Paleontology*, 18 (2), 527-543.
- Imlay, R.W., 1984.** Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in Eastern México. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Memoir 79*, 75-88.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1984.** Carta geológica Veracruz, F14-3, escala 1: 250,000: Mexico. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2013.** Marco Geoestadístico Nacional. Grupo de datos catastrales referente a áreas urbanas. Recurso electrónico disponible en el portal “Infraestructura de Datos Espaciales Abiertos” (IDEA), Instituto de Geografía: https://www.gits.igg.unam.mx/repositoriodecapas/shp/u_territorial_areas_urbanas_mgn_inegi_2013.zip

- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2002.** Red Nacional de Caminos RNC. 2022. Recurso electrónico disponible en: <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463770558>
- Iturralde-Vinent, M. A., 2005.** La Paleogeografía del Caribe y sus implicaciones para la biogeografía histórica. *Revista del Jardín Botánico Nacional*, 25-26, 49-79.
- Iturralde-Vinent, M. A., 2006.** Meso-Cenozoic Caribbean Paleogeography: Implications for the Historical Biogeography of the Region. *International Geology Review*, 48, 791-827.
- Ivanova, D., 1997.** Upper Jurassic zonation on cadosinids, stomiosphaerids, and calpionellids of the Central Forebalkan, Bulgaria. *Geologica Balcanica*, 27 (3-4), 33-47.
- Ivanova, D., Koleva-Rekalova, E., Lakova, I., Metodiev, L., 2006.** Callovian to Berriasian pelagic carbonates in the Western Fore-Balkan, Bulgaria: Microfacies and ammonite and microfossil zonation. *Volumina Jurassica*, 4, 175-177.
- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R. T. J., de Cabrera, S., 2002.** Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188, 215-248.
- Jenkyns, H. C., Wilson, P. A., 1999.** Stratigraphy, paleoceanography, and evolution of Cretaceous Pacific guyots: Relics from a greenhouse Earth. *American Journal of Science*, 299, 341-392.
- Jiménez-López, J. C., López-Martínez, R. A., Barragán, R., Buitrón-Sánchez, B. E., 2021.** Calpionélidos de la transición Berriasiano-Valanginiano en la Sección Cerro El Padhi, centro-este de Hidalgo, México: sistemática y bioestratigrafía. *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 92, e923376. <https://doi.org/10.22201/ib.20078706e.2021.92.3376>

- Kaiho, K., Chen, Z. Q. Sawada, K., 2009.** Possible causes for a negative shift in the stable carbon isotope ratio before, during and after the end-Permian mass extinction in Meishan, South China. *Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*, 56 (6), 799-808
- Keigwin, L. D., 1979.** Late Cenozoic stable isotope stratigraphy and paleoceanography of DSDP Sites from the east equatorial and north central Pacific Ocean. *Earth Planet Science Letters*, 45, 361-382.
- Kiessling, W., 1996.** Facies characterization of Mid-Mesozoic deep-water sediments by quantitative analysis of siliceous microfaunas. *Facies*, 35, 237-274.
- Köllman, H. A., Peza, L. H., 1997,** *Diptyxis* Oppenheim (Nerineacea, Gastropoda) from the Lower Cretaceous of Albania. On the distribution of the genus "*Diptyxis*". *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien. Serie A für Mineralogie und Petrographie, Geologie und Paläontologie, Anthropologie und Prähistorie*, 98, 17-33
- Krische, O., Bujtor, L., Gawlick, H. J., 2013.** Calpionellid and ammonite biostratigraphy of uppermost Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary rocks from the Leube quarry (Northern Calcareous Alps, Salzburg, Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 106 (1), 26-45.
- Kvenvolden, K. A., 1998a.** A primer on the geological occurrence of gas hydrate. *In:* Henriot, J. P., Mienert, J. (Eds.). *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*. Geological Society of London, Special Publication 137, 9-30.
- Kvenvolden, K. A., 1988b.** Methane hydrates and global climate. *Global Biogeochemical Cycles, Special Section: methane Biogeochemistry*, 2 (3), 221-229.
- Kuhnt, W., Holborn, A. E., Neil, S., Aquit, M., Krawczyk, T., Flögel, S., Chellai, E. H., Jabour, H., 2017.** Unraveling the onset of Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 in an extended sediment archive from the Tarfaya-Laayoune Basin, Morocco, *Paleoceanography*, 32, 923-946.
- Küspert, W., 1982.** Environmental change during oil shale deposition as deduced from stable isotope ratios, in Einsele, S., Seilacher, A. (Eds.) *Cyclic and Event Stratification*, Springer, New York, 482–501.

- Lakova, I., 1994.** Numerical criteria of precise delimitation of the calpionellid *Crassicollaria* and *Calpionella* zones in relation to the Jurassic/Cretaceous system boundary. *Geologica Balcanica*, 24, 23-30.
- Lakova, I., Petrova, S., 2013.** Towards a standard Tithonian to Valanginian calpionellid zonation of the Tethyan Realm. *Acta Geologica Polonica*, 63 (2), 201-221.
- Lakova, I., Stoykova, K., Ivanova, D., 1999.** Calpionellid, nannofossil and calcareous dinocysts bioevents and integrated biochronology of the Tithonian to Valanginian in the Western Balkanides, Bulgaria. *Geologica Carpathica*, 5 (2), 151-168.
- Lakova, I., Tchoumatchenco, P., Ivanova, D., Koleva-Rekalova, E., 2007.** Callovian to Lower Cretaceous carbonates in the West Balkan Mountains (Komshtitsa and Barlya sections): Integrated biostratigraphy and microfacies. *Geologica Balcanica*, 36, 81-89.
- Lawson, J. D., 1975.** Ludlow benthonic assemblages. *Paleontology*, 18, 509-525.
- LeHégat, G., Remane, J., 1968.** Tithonique supérieur et Berriasien de la Bordure Cénevole. *Corrélations des ammonites et calpionelles*. *Geobios*, 1, 7-70.
- Longoria, J. F., 1975.** Estratigrafía de la Sierra Comancheana del Noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 36, 31-59.
- Longoria, J. F., 1977.** Bioestratigrafía del Cretácico Inferior Basada en Microfósiles Planctónicos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38, 1, 2-17.
- López-Caballero, G. I., 2006.** Estudio bioestratigráfico de la fauna de ammonites del Jurásico superior del área de Mazatepec Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis Profesional, 27 p.
- López-Doncel, R., 2003.** La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20 (1), 1-19.
- López-Martínez, R., Barragán, R., Reháková, D., Cobiella-Reguera, J. L., 2013a.** Calpionellid distribution and microfacies across the Jurassic/Cretaceous boundary in western Cuba (Sierra de los Órganos). *Geologica Carpathica*, 64 (3), 195-208.

- López-Martínez R., Barragán, R., Reháková, D., 2013b.** The Jurassic/Cretaceous boundary in the Apulco area by means of calpionellids and calcareous dinoflagellates: An alternative to the classical Mazatepec section in eastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 142-151.
- López-Martínez, R., Barragán, R., Reháková, D., Martini, M., Eguiluz de Antuñano, S., 2015.** Calpionellid biostratigraphy, U-Pb geochronology and microfacies of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Pimienta Formation (Tamazunchale, San Luis Potosí, central-eastern Mexico). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67 (1), 75-8.
- López-Martínez, R., Barragán, R., Bernal, J.P., Reháková, D., Gómez-Tuena, A., Martini, M., Ortega, C., 2017a.** Integrated stratigraphy and isotopic ages at the Berriasian–Valanginian boundary at Tlaltlauquitepec (Puebla, Mexico), *Journal of South American Earth Sciences*, 75, 1-10.
- López-Martínez, R., Aguirre-Urreta, B., Lescano, M., Cocheyro, A., Vennari, V., Ramos, V. A., 2017b.** Tethyan calpionellids in the Neuquén Basin (Argentine Andes), their significance in defining the Jurassic/Cretaceous boundary and pathways for Tethyan-Eastern Pacific connections, *Journal of South American Earth Sciences*, 78, 116-125.
- López-Ramos, E., 1979.** *Geología de México. Segunda Edición*, México, D. F., Secretaría de Educación Pública, Tomo III, 445 p.
- López-Ramos, E., 1981.** Paleogeografía y tectónica del Mesozoico de México. V Simposio sobre Evolución Tectónica de México, Instituto de Geología. *Boletín*, 5 (2), 157-177.
- López-Reyes, J. J., de los Santos, S., Cacho, S. Sánchez-Bermeo, G., 1997.** Carta Geológico-Minera Pachuca, F14-11, escala 1:250,000. Consejo de Recursos Minerales.
- López-Zúñiga, P. A., 2013.** Microfacies y paleoambientes de dos secciones estratigráficas del Barremiano-Aptiano (Cretácico-Inferior) en Nuevo León, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 124 p.

- Lorenz, T., 1902.** Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpinen Fazies. II. Der Südliche Rhaetikon. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br, 12, 35-95.
- Lukeneder, A., Reháková, D., 2004.** Lower Cretaceous section of the Ternberg Nappe (Northern Calcareous Alps, Upper Austria): Facies changes, biostratigraphy and paleoecology. *Geologica Carpathica*, 55 (3), 227-237.
- Lukeneder, A., Halássová, E., Kroh, A., Mayhofer, S., Reháková, D., Schnabl, P., Sprovieri, P., 2009.** Final results on the Jurassic-Cretaceous boundary in the Gresten Klippenbelt (Austria): Macro-, micro-, nannofossils, isotopes, geochemistry, susceptibility, gamma-log and palaeomagnetic data as environmental proxies of the early Penninic Ocean history. *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-2119, 2009.
- Luna-Osorno, C. L., Barragán, R., López-Martínez, R. A., 2015.** Bioestratigrafía y Microfacies de la transición Jurásico/Cretácico en las formaciones Pimienta y Chapulhuacán, Hidalgo, México (Resumen). *GEOS*, 35, 1, Noviembre de 2015.
- Maalaoui, K. Zargouni, F., 2016.** The lower and middle Berriasian in Central Tunisia: integrated ammonite and calpionellid biostratigraphy of the Sidi Kralif Formation, *Acta Geologica Polonica*, 66 (1), 43-58.
- Madhavaraju, J., Sial, A. N., González-León, C. M., Nagarajan, R., 2013.** Carbon and oxygen isotopic variations in early Albian limestone facies of the Mural Formation, Pitaycachi section, northeastern Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30 (3), 526-539.
- MacNeil, A. J., Jones, B., 2006.** Sequence stratigraphy of a Late Devonian ramp situated reef system in the Western Canada Sedimentary Basin: dynamic responses to sea-level change and regressive reef development. *Sedimentology*, 53, 321-359.
- Manivit, H., Azéma, J., Galbrun, B., De Weaver, P., 1986.** Biostratigraphic study of calpionellids and nannofossils in the Tethyan real (Spain, Sicily, SE France) in the Jurassic and Berriasian time: a correlation with magnetostratigraphic results. *Acta Geologica Hungarica*, 29 (1-2), 105-124.

- Manjarrez-Cantú, M. A., Manzanarez-Botello, R., 2016.** Evaluación de la Formación Pimienta Inferior como yacimiento no convencional, al sur de la Cuenca Tampico Misantla. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura Unidad Ticomán. Tesis Profesional, 146 p.
- Marino, M. C., Andreini, G., Baldanza, A., D'Arpa, C., Mariotti, N., Pallini, G., Parisi, G., Petti, F. M., 2004.** Middle Jurassic-Early Cretaceous integrated biostratigraphy (ammonites, calcareous nannofossils and calpionellids) of the Contrada Diesi Section (south-western Sicily, Italy), *Revista Italiana di Paleontología e Stratigrafia*, 110 (1), 357-372.
- Martinez, M., Dera, G., 2015.** Orbital pacing of carbon fluxes by a ~9-My eccentricity cycle during the Mesozoic. *Proceedings of the National Academy of Sciences. Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences*, 112 (41), 12604-12609.
- Martínez-Pérez, J., 1965.** Exploración geológica del área de San Francisco-El Estribo, San Luis Potosí. *Petróleos Mexicanos*, 533 p. Informe inédito.
- Martínez R., E., R., Bello M., 1977.** Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al norte-poniente de la Faja de Oro entre el río Cazonés y el estero La Laja. *En: Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (C)*. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración. Informe Técnico, proyecto C-1014.
- Mattioli, E., Pittet, B., Riquier, L., Grossi, V., 2014.** The Middle Valanginian Weissert event as recorded by calcareous nanoplankton in the Vocontian basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414, 472-485.
- McArthur, J. M., Jansen, N. M. M., Reboulet, S., Leng, M. J., Thirlwall, M. F., van de Schootbrugge, B., 2007.** Paleotemperatures, polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$): The Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248, 391-430.
- McCrea, 1950.** On the Isotopic Chemistry of Carbonates and Paleotemperature Scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18 (6), 849-857.

- McFarlan, E., Menes, L. S., 1991.** Lower Cretaceous, pp. 181-204. *En:* Salvador, A. (Ed.) The Geology of North America Volume J, The Gulf of Mexico Basin. Boulder, Colorado, Geological Society of America.
- McNulty, C. L., 1985.** Micropaleontological stratigraphic framework for the Cretaceous black lime wackestone-mudstone facies of the Gulf of Mexico, pp. 313-327. *En:* Perkins, B. F., Martin, G. B., (Eds.) Habitat of oil and gas in the Gulf Coast: Fourth Annual Research Conference, Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Foundation, Houston, Texas.
- Mekik, A. F., 1994.** An Attempt to Reconstruct the Jurassic-Cretaceous Successions of the Damlağaçderesi Sedimentary Mélange: Stratigraphic and Micropaleontologic Analyses, MSc Thesis, Middle East Technical University, Turkey, 526 pages.
- Mendoza-Rosales, C. C., 2010.** Estratigrafía y facies de las cuencas cretácicas del sur de Puebla y su significado tectónico. Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Doctorado, 190 p.
- Micarelli, A., Potetti, M., Chiocchini, M., 1977.** Ricerche microbiostratigrafiche sulla Maiolica della regione Umbro-Marchigiana. *Studi Geologici Camerti*, 3, 57-86.
- Michalík, J., Reháková, D. 2011.** Possible markers of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Mediterranean Tethys: A review and state of art. *Geoscience Frontiers*, 2 (4), 475-490.
- Morales, C., Gardin, S., Schnyders, J., Spangerberg, J., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Adatte, T., Föllmi, K. B., 2013.** Berriasian and early Valanginian environmental change along a transect from the Jura Platform to the Vocontian Basin. *Sedimentology*, 60, 36-63.
- Morán Zenteno, D. J., 1984.** Geología de la República Mexicana. Coedición del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática y la Facultad de Ingeniería, UNAM, 89 p.
- Morrow, A. L. 1934.** Foraminifera and Ostracoda from the Upper Cretaceous of Kansas. *Journal of Paleontology*, 8 (2), 186-205.

- Morycowa, E., 1968.** Sur les calcaires exotique Madréporaires dans les Lac Roznów (Carpathes polonaises de Flysch). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 38, 19-32.
- Muir, M. J., 1936.** Geology of the Tampico-Misantla Región in Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 20 (2), 280 p.
- Murgeanu, G., Filipescu, M. G., 1933.** *Calpionella carpathica* n. sp. dans les Carpathes roumaines. *Notations' Biological*, 1 (2), 63-64.
- Myczynski, R., 1989.** Ammonite biostratigraphy of the Tithonian of western Cuba. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 5, 43-125.
- Myczynski, R., Olóriz, F., Villaseñor, A. B., 1998.** Revised biostratigraphy and correlations of the middle-upper Oxfordian in the Americas (Southern USA, Mexico, Cuba and Northern Chile). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 207 (2), 185-206.
- Nagy, I., 1986.** Investigation of calpionellids of de Mecsek Mountains (S. Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 29, 45-64.
- Nigrini, C., Caulet, J. P., 1992.** Late Neogene radiolarian assemblage's characteristic of Indo-Pacific areas of upwelling. *Micropaleontology*, 38 (2), 139-164.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., 2012.** Microfacies analysis and paleoenvironmental dynamic of the Barremian-Albian interval in Sierra del Rosario, eastern Durango state, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 1, 204-218.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., Canet, C., 2015.** Geochemical and paleoenvironmental record of the early to early late Aptian major episodes of accelerated change: Evidence from Sierra del Rosario, Northeast Mexico. *Sedimentary Geology*, 324, 47-66.
- Obregón de la Parra, J., 1959.** Consideraciones sobre el Daniano en la Cuenca sedimentaria de Tampico-Misantla. *Revista Mexicana de Geólogos Petroleros*, 11 (1-2), 13-20.

- Ochoa-Camarillo, H. R., Buitrón-Sánchez, B. E., Silva-Pineda, A., 1997.** Aspectos bioestratigráficos, paleoecológicos y tectónicos del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo. *En: Gómez-Alcayde, A., Orraca, M. (Eds.). II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados.* Pachuca, Hidalgo, México. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de geología, Simposio y Coloquio, 7 p.
- Ochoa-Camarillo, H. R., Buitrón-Sánchez, B. E., Silva-Pineda, A., 1998.** Contribución al conocimiento de la Bioestratigrafía y Tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región del Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15 (1), 57-63.
- O'Dogherty, L., Guex, J., 2002.** Rates and pattern of evolution among Cretaceous radiolarians: Relations with global palaeoceanographic events. *Micropaleontology*, 48 (1): *Micropaleontology of radiolarians: Proceedings of INTERRAD*, 9, 1-22.
- Ogg, J. G., Ogg, G., Gradstein, F. M., 2008.** *The Concise Geologic Time Scale.* Cambridge University Press, 177 p.
- Okay, A., Altner, D., 2016.** Carbonate sedimentation in an extensional active margin: Cretaceous history of the Haymana region, Pontides. *International Journal of Earth Sciences*, 105, 2013-2030.
- Okay, A. I., Altner, D., 2017.** Crustal scale mass flows northwest of Ankara: Kargabedir Olistostromes. In: *70th Geological Congress of Turkey, Cultural Geology and Heritage, Abstracts Book*, p. 607.
- Okita, P. M., 1992.** Manganese carbonate mineralization in the Molango district, Mexico. *Economy Geology*, 87 (5), 1345-1366.
- Oliver-Villegas, M. N., 2015.** Análisis litoestratigráfico, microfacies y paleoambientes en facies de la Formación Tamaulipas Inferior de Puebla. Instituto Tecnológico Superior Venustiano Carranza, Informe Técnico, 61 p.

- Olóriz, F., 1987.** El significado biogeográfico de las plataformas mexicanas en el Jurásico Superior. Consideraciones sobre un modelo eco-evolutivo. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 1 (1), 219-247.
- Olóriz, F., Caracuel, J. E., Marques, B., Rodríguez-Tovar F. J. 1995.** Asociaciones de tintínidos en facies Ammonitico Rosso de la Sierra Norte (Mallorca). *Revista Española de Paleontología*. Número especial en honor al Dr. Guillermo Colom, 77-93.
- Olóriz, F., González-Arreola, C., Lara-Morales, L., Villaseñor, A. B., and Westermann, G. E. G., 1992.** Significant Ammonites and Calpionellids for correlations within the Upper Jurassic-lowermost Cretaceous in the Southern Margin of North-American Plate (Abstract). *Table Ronde European*, Lyon. p. 38.
- Olóriz, F., Villaseñor, A. B., González, C., Westermann, G. E. G., 1990.** Problems of litho-correlation in the Mexico-Caribbean área and the significance of upper Oxfordian “Discosphinctes”: *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, 2, 191-204.
- Olóriz, F., Villaseñor, A. B., González-Arreola, C., Westermann, G. E. G., 1999.** Ammonite biostratigraphy and correlations in the Upper Jurassic/Lowermost Cretaceous La Caja Formation of North-Central Mexico (Sierra de Catorce, San Luis Potosí). En: Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F. J., (Eds.) *Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods*, Proceedings of the IVth International Symposium on Cephalopods: Present and Past, Held in Granada, Spain, July 14-18, 1996, p. 463-491.
- Olóriz, F., Villaseñor, A. B., González-Arreola, C., 2003.** Major lithostratigraphic units in land-outcrops of north-central Mexico and the subsurface along the northern rim of Gulf of Mexico Basin (Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous): A proposal for correlation of tectono-eustatic sequences. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 119-142.

- Omaña, L., González-Arreola, C., Núñez-Useche, F., 2017.** The Berriasian-Valanginian boundary interval based on calpionellids from the Taraises Formation, Cuencamé de Ceniceros, Durango, NW Mexico: Biostratigraphic, paleoecologic and paleobiogeographic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 589-600.
- Ortega-Flores, B., 2011.** Deformación por acortamiento en la plataforma Valles-San Luis Potosí y en la cuenca Tampico-Misantla; porción externa del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad nacional Autónoma de México, tesis de Maestría, 106 p.
- Padilla y Sánchez, R. J., 2007.** Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59 (1), 19-42.
- Pedrazzini, C., Basáñez, M. A., 1978.** Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla–Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 10 (3), 6-25.
- Pérez-Iturbide, A., 2013.** Litoestratigrafía y Bioestratigrafía del Cretácico inferior (Berriasiano superior-Valanginiano inferior) en el Municipio de Tenango de Doria, Hidalgo. *Journal of Paleontology*, 41: 43-65.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX, Subdirección de Producción Primaria), 1988.** Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico. PEMEX, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, Informe Inédito, 229 p.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX, Exploración y Producción), 2010.** Provincias Petrolera Tampico-Misantla. PEMEX Exploración y Producción, Subdirección Técnica de Exploración, Informe Inédito, 48 p.
- Petrova, S., Rabrenović, D., Lakova, I., Koleva-Rekalova, E., Ivanova, D., Metodiev, L. Malešević N., 2012.** Biostratigraphy and microfacies of the pelagic carbonates across the Jurassic/Cretaceous boundary in eastern Serbia (Stara Planina-Poreč Zone), *Geologica Balcanica*, 41 (1-3), 52-76.

- Petrova, S., Andreeva, P., Metodiev, L., Reháková, D., Michalík, J., Lakova, I., 2017.** Calpionellid biostratigraphy and microfacies analysis of a Tithonian–Berriasian carbonate succession in the Western Srednogorie (Bulgaria). *Geológica Balcanica*, 46 (1), 65-92.
- Pessagno, E. A., 1969.** Upper Cretaceous stratigraphy of the western gulf coast area of Mexico, Texas and Arkansas. The Geological Society of America, Memoir III, 139 p.
- Pessagno, E. A., Jr., Longoria, J. F., MacLeod, N., Six, W. M., 1987.** Studies of North American Jurassic Radiolaria: Part. I. Upper Jurassic (Kimmeridgian-Upper Tithonian) Pantanellidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: Tectonostratigraphic, Chronostratigraphic, and Phylogenetic implications, Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 23, 1-51.
- Pessagno, E. A., Cantú-Chapa, A., Meyerhoff, D. H., Kelldorf, M., Longoria, J. L., Martin, C., Meng, X., Montgomery, H., Urrutia Fucugauchi, J., Ogg, J. G., 1999.** Stratigraphic evidence for northwest to southeast tectonic transport of Jurassic terranes in Central Mexico and the Caribbean (western Cuba), pp. 123-150. *En: Mann, P. (Ed.) Caribbean basins: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier Science, Sedimentary basins of the world, Volume 4.*
- Platonov, E. S., Lakova, I., Arkadiev, V. V., 2014.** Tithonian-Berriasian Tintinnids (Ciliophoran) of the Eastern Crimea, *UDC Bulletin*, 11, 56-81.
- Pollard J. E., Goldring, R. J. E., Buck, S. G., 1993.** Ichnofabrics containing Ophiomorpha: their significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society*, 150, 149-164.
- Pop, G., 1974.** Les zones de Calpionellides Tithonique-Valanginiennes du sillon de Resita (Carpates meridionales). *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Géologie*, 18, 109-125.
- Pop G., 1976.** Tithonian-Valanginian calpionellid zones from Cuba. *Dări de Seamă ale Ședințelor*, 62, 237-266.
- Pop, G., 1994.** Systematic revision and biochronology of some Berriasian-Valanginian calpionellids (Genus *Remaniella*). *Geologica Carpathica*, 45 (6), 323-331.

- Pop G., 1996.** Trois nouvelles espèces du genre *Remaniella* (Calpionellidae Bonet, 1956). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II A Sciences de la Terre et des Planètes, 332 (4), 317-323.
- Prémoli-Silva, I., McNulty, C. L., 1984.** Planktonic foraminifers and calpionellids from Gulf of Mexico Sites, Deep Sea Drilling Project Leg 77. In: Buffler, RT; Schlager, W; *et al.* (eds.), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 77, 547-584.
- Price, G.D., Fözy, I., Pálffy, J., 2016.** Carbon cycle history through the Jurassic–Cretaceous boundary: A new global $\delta^{13}\text{C}$ stack. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 451, 46-61.
- Pszczółkowski, A. Myczynski, R. 2004.** Ammonite-supported microfossil and nannoconid stratigraphy of the Tithonian-Hauterivian limestones in selected sections of the Branisko Succession, Pieniny Klippen Belt (Poland). *Studies Geologica Polonica*, 123, 133-197.
- Rameil, N., 2005.** Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy, and cyclostratigraphy of the Tithonian in the Swiss and French Jura Mountains: A high resolution record of changes in sea level and climate. Département de Géosciences, Géologie et Paléontologie, Université de Fribourg, Suisse. Tesis de Doctorado, 244 p.
- Reháková, D., 1998.** Calpionellid genus *Remaniella* Catalano 1956 in Lower Cretaceous pelagic deposits of western Carpathians. *Mineralia Slovaca* 306, 443-452.
- Reháková, D., 2000.** Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the West-Carpathian (Late Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments. *Geologica Carpathica*, 51 (4), 229-243.
- Reháková, D., Michálik, J., 1993.** Observations of ultrastructure of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous calpionellid tests. *Geologica Carpathica*, 44 (2), 75-79.
- Reháková, D., Michálik, J., 1994.** Abundance and distribution of Late Jurassic - Early Cretaceous microplankton in Western Carpathians. [Abundance et distribution du microplancton au Jurassique supérieur – Crétacé inférieur dans les Carpathes occidentales]. *Geobios*, 27 (2), 135-156.

- Reháková, D., Michalík J., 1997.** Evolution and distribution of calpionellids - The most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan microplankton. *Cretaceous Research*, 18, 493—504.
- Reháková, D., Halásová, E., Lukeneder, A., 2009.** The Jurassic-Cretaceous boundary in the Gresten Klippenbelt (Nutzhof, Lower Austria): Implications for Micro- and Nannofacies analysis. *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, Serie A*, 110: 345-381.
- Reháková, D., Matyja, B., Wierzbowski, A., Schlögl, J., Krobicki, M., Barski, M. 2011.** Stratigraphy and microfacies of the Jurassic and lowermost Cretaceous of the Veliky Kamenets section (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Western Ukraine). *Volumen Jurassique*, 9, 61-104.
- Remane, J., 1962.** Zur calpionellen-Systematik *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 1, 8-24.
- Remane, J., 1963.** Les calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la Fosse Vocontienne. *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble*, 39, 39-82.
- Remane, J., 1964.** Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschiebten des Vocontischen Troges. *Palaeontographica A*, 123, 1-57.
- Remane, J., 1969.** Nouvelles données sur la position taxonomique des Calpionellidea Bonet (1956) et leurs rapports avec les Tintinnina actuels et les autres groups de "Tintinnoidiens" fossils, *Proceedings of the 1st. International Conference of Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, 2, 574-587.
- Remane, J., 1971.** Les calpionelles, protozoaires planctoniques des mers mésogéennes de l'époque secondaire. *Annales Guebhard*, 47, 1-25.
- Remane, J., 1978.** Calpionellids. *In: Haq, B. U., Boersma, A., Introduction to Marine Micropaleontology. Elsevier North Holland, Incorporation*, 161-170.

- Remane, J., 1985.** Chapter 12, Calpionellids, pp. 555-572. *In:* Boli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.). *Plankton Stratigraphy, Volume 1, Planktic foraminifera, calcareous nannofossils and calpionellids.* Cambridge University Press, New York, United States of America, 1032 p.
- Remane, J., 1998.** Chapter 6, Calpionellids, pp. 161-170. *In:* Haq, B. A., and Boersma, A. (Eds.). *Introduction to Marine Micropaleontology.* Elsevier. Singapore, 376 p.
- Remane, J., Bakalova-Ivanova, D., Borza, K., Knauer, J., Nagy, I., Pop, G., 1986.** Agreement on the subdivision of the Standard Calpionellids Zones defined at the 2nd Planktonic Conference, Roma 1970. *Acta Geologica Hungarica*, 29 (1-2), 5-14.
- Révész, K. M., Landwehr, J. M., Keybl, J., 2001.** Measurement of delta C-13 and delta O-18 Isotopic Ratios of CaCO₃ using a Thermoquest Finnigan Gas Bench II Delta Plus XL Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometer with Application to Devils Hole Core DH-11 Calcite: U.S. Geological Survey Open-File Report 01-257, 17 p.
- Révész, K. M., Landwehr, J. M., 2002.** $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of CaCO₃ measured by continuous flow isotope ratio mass spectrometry: Statistical evaluation and verification by application to Devils Hole core DH-11 calcite: *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 16 (2), 2102-2114.
- Riding, R., 2000.** Microbial carbonates: The geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47 (1), 179-214.
- Riding, R., 2011.** Microbialites, stromatolites, and thrombolites. *In:* Reitner, J., and Thiel, V. (Eds.) *Encyclopedia of Geobiology*, Springer, Berlin, 635-654.
- Riding, R., 2012.** A Hard Life for Cyanobacteria. *Science*, 336, 427-428.
- Rodríguez-Hernández, E. I., López-Doncel, R., Barboza-Gudiño, J. R., Cruz-Márquez, J., 2009.** Análisis sedimentológico-facial de clastos formadores de brechas calcáreas cretácicas de una zona transicional plataforma-cuenca en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (3), 687-708.

- Rodríguez-Meza, G. D., Shumilin, E., Sapozhnikov, D., Méndez-Rodríguez, L., Acosta-Vargas, B., 2009.** Evaluación geoquímica de elementos mayoritarios y oligoelementos en los sedimentos de Bahía Concepción (B.C.S., México). Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61 (1), 57-72.
- Rousseau, M., Dromart, G., García, J. P., Atrops, F., Guillocheau, F., 2005.** Jurassic evolution of the Arabian carbonate platform edge in the central Oman Mountains. Journal of the Geological Society, London, 162, 349-362.
- Rodríguez-Rodríguez, M., 2010.** Alcance estratigráfico de cefalópodos de la Formación Tamaulipas Inferior, en la localidad de Mazatepec, Puebla. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Área de Ciencias de la Tierra. Tesis de Ingeniero Geólogo, 94 p.
- Salvador, A., 1991.** Triassic-Jurassic. *En*: Salvador, A., (ed.) The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of América, The Geologic of North America, v. J., 131-180.
- Sandoval-Castillo, A., 2013.** Geoquímica de las rocas carbonatadas de la formación El Abra (Actopan), México: implicaciones de condiciones palaeoredox y procedencia, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Licenciatura, 78 p.
- Santamaría-Orozco, D., Ortuño, A. F., Adatte, T., Ortíz, U., Riba, R. A., Franco, N. S., 1991.** Evolución Geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, Estado de Coahuila, México. Instituto Mexicano del Petróleo, Tomo 1, Informe inédito, 210 p.
- Santamaría-Orozco, D., Arenas-Partida, R., Escamilla-Herrera, A., 1990.** Normalización de la Nomenclatura Estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte, Cretácico), Proyecto CAO-3052. Instituto Mexicano del Petróleo, 19, 102-106.

- Santiago-Bautista, J., 2010.** Primera secuencia marina valanginiana inferior (Cretácico inferior) documentada al oriente del estado de Hidalgo, México, mediante su fauna fósil: Mineral de la Reforma, Hidalgo, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Tesis de Licenciatura. 103 p.
- Schaffhausen, A., W. Stinnesbeck, B. Holland, T. Adatte, Remane, J., 2003.** Lower Cretaceous pelagic limestones in southern Belize: Proto-Caribbean deposits on the southeastern Maya Block. *In:* C. Bartolini, R. T. Buffler, Blickwede, J. (Eds.) The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 79, 624-637.
- Schlager, W., 1981.** The paradox of drowned reefs and carbonate Platforms. Geological Society of America Bulletin, 92, 197-211.
- Schlager, W., Philip, J., 1990.** Cretaceous Carbonate Platforms, PP. 173-195. In Ginsburg, R. N., Beaudin, B., B., (Eds.). Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Background and Plans for Research, Digne, France, September 16-22, 1988.
- Scholle, P. A., Ulmer-Scholle, D. S., 2003.** A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagénesis. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 77, 470 p.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1997.** Carta Geológico-Minera Pachuca F14-11 Escala 1:250 000. Hidalgo, Querétaro, Estado de México, Veracruz y Puebla. Boulevard Felipe Ángeles km 93.50-4, Col. Venta Prieta, C. P. 42080, Pachuca, Hidalgo, México. Primera edición, agosto de 1997.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2002a.** Carta Geológico-Minera Ciudad de México E14-2 Escala 1:250 000. Estado de México, Tlaxcala, D. F., Puebla, Hidalgo y Morelos. Boulevard Felipe Ángeles km 93.50-4, Col. Venta Prieta, C. P. 42080, Pachuca, Hidalgo, México. Primera edición, agosto de 2002.

- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2002b.** Carta Geológico-Minera Veracruz E14-3 Escala 1:250 000. Veracruz, Puebla y Tlaxcala. Boulevard Felipe Ángeles km 93.50-4, Col. Venta Prieta, C. P. 42080, Pachuca, Hidalgo, México. Primera edición, diciembre de 2002.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2004a.** Carta Geológico-Minera Pahuatlán F14-D73 Escala 1:50 000. Hidalgo, Veracruz y Puebla. Boulevard Felipe Ángeles km 93.50-4, Col. Venta Prieta, C. P. 42080, Pachuca, Hidalgo, México. Primera edición, junio de 2004.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2004b.** Carta Geológico-Minera Poza Rica F14-12 Escala 1:250 000. Veracruz, Puebla e Hidalgo. Boulevard Felipe Ángeles km 93.50-4, Col. Venta Prieta, C. P. 42080, Pachuca, Hidalgo, México. Primera edición, octubre de 2004.
- Smith, B.A., 1986.** Upper Cretaceous stratigraphy and the mid-Cenomanian unconformity of east-central Mexico. University of Texas at Austin, Tesis de Doctorado, 190 p.
- Sprovieri, M., Coccioni, R., Lirer, F., Pelosi, N., Lozar, F., 2006.** Orbital tuning of a lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). *Paleoceanography*, 21, PA4212 (19 p.).
- Stoll, H. M., 2005.** Limited range of interspecific vital effects in coccolith stable isotopic records during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Paleoceanography*, 20, PA1007.
- Suter, M., 1990.** Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Escala 1:100,000. Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 22, 55 p.
- Tavera, J. M., Aguado, R., Company, M., Olóriz, F., 1994.** Integrated biostratigraphy of the Durangites and Jacobi Zones (J/K Boundary) at the Puerto Escafio section in Southern Spain (Province of Cordoba). [Biostratigraphie intègre des zones a Durangites et Jacobi (limite J/C) dans le profil de Puerto Escafio en Espagne méridional (Province de Cordoue)]. *Geobios*, M. S. 17, 469-476.

- Tappan, H., Loeblich, A. R., 1968.** Lorica composition of modern and fossil Tintinnida (Ciliate Protozoa), systematics, geologic distribution, and some new Tertiary taxa. *Journal of Paleontology*, 42 (6), 1378-1394.
- Taylor, A. M., Goldring, R., 1993.** Description and analysis of bioturbation and Ichnofabrics. *Journal of the Geological Society*, 150, 141-148.
- Trejo, M., 1975.** Los tintínidos mesozoicos de México (Taxonomía y datos Paleobiológicos). *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 27, 10-12, 329-449.
- Trejo, M., 1976.** Tintínidos mesozoicos de México (Taxonomía y datos paleobiológicos). *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 27, 329-449.
- Trejo, M., 1980.** Distribución estratigráfica de los tintínidos Mesozoicos Mexicanos: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 12 (4), 4-13.
- Tunç, M., 1991.** Aktaş (Kızılcahamam) yöresinin pelajik kireçtaşlarının biyostratigrafisi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C. 34, 27-42.
- Tunç, M., 1992.** Olur (Erzurum) yöresindeki Üst Jura-Akt Kretase yaşlı kireçtaşlarının biyostratigrafisi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C. 35, 121-130.
- Vašíček, Z., Reháková, D., Faupl, P., 1999.** Zur Biostratigraphie der Schrambachschichten der Oisbergmulde bei Hollenstein a. d. Ybbs (Lunzer Decke, Kalkalpen, Niederösterreich). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt-A.*, 56, 625-650.
- Villaseñor, A. B., Olóriz-Sáez, F., González-Arreola, C., 1991.** Las plataformas marinas del Jurásico Superior en el área de Sierra de Catorce, estado de San Luis Potosí; una interpretación ecostratigráfica (Resumen). *Convención sobre la Evolución Geológica de México*, Pachuca, Hidalgo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 238-240.
- Vincent, E., Lehman, R., Sliter, W., Westberg, M. J., 1976.** Calpionellid from the Upper Jurassic and Neocomian of Deep-Sea Drilling Project Site 416. Moroccan Basin, Eastern North Atlantic. *In: Winterer, E. L., Lancelot et al., (Eds.) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 50: (U. S. Government Printing Office)*, 50, 439-465.

- Vincent, E., Lehman, R., Sliter, W. V., Jean-Westberg, M., 1980.** Calpionellids from the Upper Jurassic and Neocomian of Deep-Sea Drilling Project Site 416, Moroccan Basin, Eastern North Atlantic. Disponible en línea: [10.2973/dsdp.proc.50.111.1980](https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.50.111.1980) (Consultado 8 de marzo de 2019).
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K. B., Kuhn, O., 1998.** Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137, 189-203.
- Werner, R. A., Brand W. A. 2001.** Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 15, 501-519.
- Wignall, P. B., Newton, R., 1998.** Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *American Journal of Science*, 298, 537-552.
- Williams, A., 1973.** Distribution of brachiopod assemblages in relation to the Ordovician Palaeogeography. *In: Hughes, N., (Ed.) Organisms and Continents through time.* Paleontological Association, London, Special Papers in Palaeontology, 12, 241-269.
- Wilson, J. L., 1975.** Carbonate Facies in Geological History. Springer, Berlin-Heidelberg, New York, 471 p.
- Wilson, J. L., Ward, W. C., 1993.** Early Cretaceous carbonate platforms of northeast and east central Mexico. En: Simó, J. A., Scott, R. W., Masse, J. P. (eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 56, 35-49.
- Wimbledon, W. A., Reháková, D., Pszczółkowski, A., Casellato, C., Hasálová, E., Frau, C., Bulot, L. G., Grabowski, J., Sobień, K., Pruner, P., Schnabl, P., Čížková, C., 2013.** An account of the bio- and magnetostratigraphy of the Upper Tithonian—Lower Berriasian interval at Le Chouet, Drôme (SE France). *Geológica Carpathica*, 2013, 64, 437-460.
- Zea, S., 1998.** Estado actual del conocimiento en Sistemática de Esponjas Marinas (Porifera) del Caribe Colombiano. *Boletín Ecotrópica: Ecosistemas Tropicales*, 33, 45-59.

- Zell, P., Stinnesbeck, W., Beckmann, S., Adatte, T., Hering, P., 2015.** The Berriasian-Valanginian (Early Cretaceous) boundary transition at Santa Catarina Ticuá, Oaxaca state, southern Mexico: Ammonites, bivalves, calpionellids and their paleobiogeographic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 33-57.
- Zell, P., Stinnesbeck, W., Hering, F., 2016.** A coral-rich unit of Berriasian (Early Cretaceous) age in the Sierra Madre Oriental of northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 91-102.
- Zepeda-López, H., 2015.** Cefalópodos de la Formación Tamaulipas Inferior, Tlapacoyan, Veracruz. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza. Tesis de Licenciatura. 53 p.
- Zharkov, M. A., Murdmaa, I. O., Filatova, N. I., 1998.** Paleogeography of the Berriasian-Barremian Ages of the Early Cretaceous. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 6 (1), 47-69. [Original Russian text in: *Stratigrafiya, Geologicheskaya Korrelyatsiya*, 6 (1), 49-72].
- Ziegler, A. M., Cocks, R. M., Baumbach, R. K., 1968.** The composition and structure of Lower Silurian marine communities. *Lethaia*, 1 (1), 1-27.
- Zozaya, S. M., 1971.** Informe Final "Prospecto Querétaro-Tula". IGPR-70. PEMEX: Informe inédito, 70 p.

ANEXOS

Anexo 1. Descripción de láminas delgadas de las Secciones Cerro El Padhi y Cacahuatlán

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|--------|--------------|---------------------------------------|---|--------------------------|----------------------------|-------------------------|----------------------------|-------------------------|
| CEP-BA | 165 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Roca masiva sin estructuras; coloración variable de gris claro-gris medio a marrón rojizo, con mayor presencia de este color hacia la cima, pero con algunos manchones intermedios; presenta raya gris y clastos indiferenciados, de menor clasificación hacia la parte intermedia y superior. Al microscopio se presenta como packstone de radiolarios (espumeláridos) con fragmentos de bivalvos. Matriz con abundante materia orgánica y con zonas recristalizadas en parches. | 4-Packstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-BB | 180 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Wackestone-packstone de radiolarios (espumeláridos), con escasos bivalvos, calpionélidos y ostrácodos. En la matriz se presentan parches de bioturbación dispersos, muchos elementos están recristalizados, con el interior esparitizado parcial o totalmente. | 3.1-Wackestone-packstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-BC | 220 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Roca con laminaciones submilimétricas que conforman paquetes bien definidos de menos de un centímetro. Entre los paquetes es común observar láminas irregulares de calcita clara. El color de intemperismo es marrón rojizo claro a amarillento. | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-BD | 288 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Roca con laminaciones submilimétricas que conforman paquetes bien definidos de menos de un centímetro. Entre los paquetes es común observar láminas irregulares de calcita clara. El color de intemperismo es marrón rojizo claro a amarillento. | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-6 | Cuenca profunda |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|--------|--------------|---------------------------------------|--|--------------------------|----------------------------|-------------------------|----------------------------|-------------------------|
| CEP-BE | 185 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Roca gris claro-gris medio con color de intemperismo marrón-rojizo claro; laminaciones submilimétricas más aparentes en la parte superior de con variaciones de coloración. Entre las láminas se presentan algunas estilolitas de baja a nula sinuosidad, aunque poco aparentes, así como material de coloración semejante a "birdeyes". Se observan también aloquímicos de hasta 2 cm de longitud en los cuales hay deformación. Al microscopio se observa como Wackestone-packstone de radiolarios (espumeláridos) y calciesferas con escasos calpionélidos y microbivalvos (ostrácodos). La matriz presenta algunas estilolitas y laminaciones con acumulaciones de materia orgánica y parches de esparita dispersos por recristalización. Los elementos alargados presentan fábrica con acomodo paralelo a la superficie de las zonas lamiadas | 3.1-Wackestone-packstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-BF | 185 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Muestras de disolución no selectiva muy aparentes; marcas de carga irregulares y laminaciones con espículas con calcita intercalada. El color de la roca es mayormente gris medio-gris obscuro. Hay vetas irregulares rellenas de calcita; estas pueden presentarse siguiendo la estratificación o cruzándola en diferentes grados, aunque son más comunes las primeras. Al microscopio se muestra como wackestone-packstone de radiolarios y calpionélidos con escasos fragmentos de bivalvos y ocasionales foraminíferos planctónicos. Presencia de matriz arcillosa con parches comunes de matriz recristalizada. En el interior de los calpionélidos es común encontrar también matriz recristalizada. | 3.1-Wackestone-packstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|---------------------------------------|--|--------------------------|----------------------------|-------------------------|----------------------------|-------------------------|
| CEP-BG | 175 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Presencia de vetas irregulares de calcita. La coloración cambia de marrón medio rojizo a gris medio-gris oscuro hacia la cima. No se presentan estructuras aparentes, sin embargo, en la parte inferior son identificables algunos poros irregulares con bordes subcirculares a ovalados sin orientación preferencial. Las microfacies típicas en este estrato son wackestone-packstone de foraminíferos planctónicos y radiolarios con escasos calpionélidos y microbivalvos. En la matriz se presenta material arcilloso opaco, que ocasionalmente oblitera la parte interna de algunos aloquímicos esqueléticos en los que se ha disuelto parcialmente su pared externa. Matriz disuelta con poros poco comunes y granos de cuarzo policristalino. | 3.1-Wackestone-packstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.008 | 33 | Caliza gris claro-marrón | Caliza gris claro con laminaciones formando capas milimétricas a centimétricas; color de intemperismo marrón amarillento claro a marrón rojizo, con algunos clastos irregulares. En la parte superior se aprecian ondulaciones alargadas y convolutas con algunos clastos recubiertos. Se presenta también limolita calcárea. En las zonas con laminaciones se presentan microbivalvos alargados con fábrica preferencialmente acomodada de acuerdo con la estratificación además de cristales alargados con bordes subredondeados. Las zonas con mayor cantidad de materia orgánica incluyen material diluido que deja porosidad móldica, además de haber elementos con porosidad de refugio. Se presentan también espumeláridos y calpionélidos con abundancia variable, éstos últimos generalmente escasos. | 5.1-Limolita calcárea | NA | Cuenca profunda | NA | Cuenca profunda |
| CEP-1.016 | 13 | Caliza gris oscuro | Caliza masiva con coloración mayormente en gris oscuro al fresco; color de intemperismo marrón rojizo oscuro a marrón amarillento; vetas irregulares rellenas de calcita. Al microscopio se presenta como wackestone de calpionélidos y radiolarios, con algunos cristales de cuarzo con límites bien definidos y puntiagudos. En la matriz se observan también canales de bioturbación con rellenos de matriz generalmente más oscura que el material circundante. Se presentan además fragmentos de microbivalvos de manera escasa y algunos cristales euédricos de calcita. En el interior de los calpionélidos existe matriz recristalizada hasta en un 80%. | 3-Wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |

| Nivel | Espesor (cm) | Lito-logía | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|---------------------------|--|-----------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-------------------------|
| CEP-1.024 | 16 | Caliza gris-marrón rojizo | Lentes de caliza; vetas de calcita paralelas a la estratificación. Presencia de clastos irregulares subredondeados dispersos, con halos claros; algunos de ellos mostrando concavidad hacia abajo. Al microscopio se observa una textura tipo wackestone de radiolarios, microbivalvos, calpionélidos y espículas. Algunos poros irregulares en la matriz, sin algún relleno ni material cementando en las paredes. | 3-Wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.028 | 41 | Caliza gris claro | Wackestone de foraminíferos planctónicos con radiolarios (espumeláridos), calpionélidos y escasos microbivalvos (ostrácodos). Matriz micrítica abundante con restos esqueléticos dispersos, ocasionalmente aglomerados y mayormente sin contacto entre sí. Hay cambios de coloración en presencia de material arcilloso. En algunas ocasiones los interiores de las testas de microorganismos están rellenas por esparita granular. | 3-Wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.032 | 13 | Caliza gris oscuro | Laminaciones en coloraciones variadas de gris medio a marrón rojizo, formando estratos bien definidos con vetas de calcita intercalada comúnmente y formando paquetes de menos de un centímetro. Marcas de carga y marcas de herramientas poco frecuente; ocasionalmente se presentan lentes con bordes superiores irregulares. En la base se presenta mudstone laminado de calpionélidos y espiculita laminada con empaquetamiento variable; las láminas alternan entre material con mayor presencia de espículas dando una apariencia gradada y cíclica, interrumpida por canales o fracturas; estilolitas con cementación por calcita microgranular. La parte media incluye wackestone-packstone de espículas, radiolarios y calpionélidos deformados; el arreglo es caótico y hay presencia de cuarzo. En el techo abundan espículas con acomodo preferencial conspicuo. | 2.2-Mudstone laminado | SMF-2 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-1 | Rampa media |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|-------------------------------|---|-----------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-------------------------|
| CEP-1.034 | 14 | Caliza gris oscuro | Presencia de intraclastos angulosos a subredondeados dispersos, ocasionalmente en contacto; existe formación de porosidad móldica por disolución de algunos clastos y minerales opacos (posiblemente pirita) en los que hay halos de coloración marrón-amarillenta y vetas irregulares, paralelas y subparalelas rellenas de calcita. La microfacies se trata de wackestone de calpionélidos, foraminíferos planctónicos y microbivalvos con ocasionales espículas y comunes intraclastos micritizados. Algunos microbivalvos se encuentran fragmentados y con sus paredes disueltas parcialmente, aunque es común observar en ellos fases de cementación. Se presentan además fragmentos de algas. | 3-Wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.052 | 24 | Caliza gris claro | Wackestone de calpionélidos, calciesferas y radiolarios con algunos fragmentos de microbivalvos filamentosos y espículas. En la matriz se muestra material microbrechado con recristalización, así como material opaco arcilloso; también se observan estilolitas de sinuosidad variable, ocasionalmente anastomosadas con relleno de estos materiales, los cuales también reemplazan a cristales cúbicos, posiblemente de pirita. | 3-Wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.062 | 1 | Bentonita / Limolita calcárea | La microfacies que se presenta en este nivel se trata de mudstone laminado de calpionélidos, radiolarios y ostrácodos con bioturbación. Las concentraciones de los elementos tienen forma heterogénea, pero con gradación. Los ostrácodos sin acomodo preferencial de manera cóncava como convexa. Muy comúnmente los calpionélidos y ostrácodos presentan interiores de esparita. | 2.2-Mudstone laminado | SMF-2 | Cuenca profunda | RMF-1 | Cuenca profunda |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|------------------|--------------|-------------------------------|--|------------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-------------------------|
| CEP-1.063 | 4 | Bentonita / Limolita calcárea | Muestra con laminaciones de espesor milimétrico hasta menos de un centímetro, con cambios en la coloración aparentes; calcita frecuentemente entre los estratos; bordes superiores irregulares en algunas capas (formación de marcas de carga). Textura tipo mudstone laminado de calpionélidos, radiolarios y ostrácodos con bioturbación. Se presentan estilolitas alargadas de baja sinuosidad con interiores rellenos de material opaco (arcilloso). | 2.2-Mudstone laminado | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.064 | 3 | Caliza gris claro-marrón | Mudstone laminado de calpionélidos, radiolarios y ostrácodos con bioturbación. Se presentan fracturas sinuosas con cristales de extraclastos y estilolitas alargadas de baja sinuosidad en las que ha precipitado cuarzo rellenándolas parcialmente. Los ostrácodos y calpionélidos tienen fábrica laminada, aunque la orientación de los calpionélidos no sigue un orden en particular. La muestra presenta cristales de pirita. | 2.2-Mudstone laminado | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.065 | 3 | Caliza gris claro-marrón | Mudstone laminado de calpionélidos, radiolarios y ostrácodos con bioturbación. En la muestra se presentan parches de materia orgánica y material recristalizado por formación de microesparita. En el interior de los calpionélidos es común encontrar microesparita o pseudoesparita. | 2.2-Mudstone laminado | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.070 | 16 | Caliza gris claro-marrón | Formación de capas endurecidas hacia la cima del estrato por exposición subárea reciente. Hacia la cima del estrato se presentan laminaciones y formación de lentes muy alargados. Mudstone-packstone de calpionélidos y microbivalvos con algunos fragmentos de espículas y radiolarios (espumeláridos) poco comunes. El contacto entre los bioclastos puede ser longitudinal, puntual o concavoconvexo. | 2.3-Mudstone-packstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-8 | Rampa media |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|--------------------------------|---|-------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-------------------------|
| CEP-1.072 | 28 | Caliza gris claro | Mudstone de calpionélidos, calciesferas y radiolarios (espumeláridos) con ocasionales fragmentos de espículas y microbivalvos. | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-8 | Rampa media |
| CEP-1.076 | 22 | Caliza gris claro | Presencia de marcas de carga; clastos irregulares subredondeados; vetas de alta sinuosidad rellenas de calcita con orientación preferencialmente subparalela, fracturas lisas alargadas que separan materiales de coloración clara y oscura. Textura tipo mudstone de calciesferas y microbivalvos con ocasionales calpionélidos y fragmentos de algas. Matriz con microbrechamiento; estilolitas de baja sinuosidad, obliteradas por calcita, sin que se presenten fases de cementación. | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-8 | Cuenca profunda |
| CEP-1.083 | 4 | Bentonita / Limolita calcárea | Muestra con laminaciones. Se presentan fracturas lisas interrumpidas y bifurcadas con variaciones de espesor, rellenas con calcita en drusa o en cristales euhedrales de unos cuantos milímetros. Al microscopio se observa como wackestone de calpionélidos y radiolarios con fragmentos de ostrácodos dispersos y cristales de pirita escasos; fracturas rellenas de calcita. | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-8 | Cuenca profunda |
| CEP-1.111 | 24 | Caliza gris medio-marrón claro | Roca con presencia de óxidos y laminaciones acuñadas; clastos con halos en gris oscuro y vetas irregulares, subparalelas a la estratificación. La microfacies se trata de mudstone de calpionélidos y microbivalvos con ocasionales calciesferas y radiolarios (espumeláridos). En la matriz se presentan parches de material arcilloso opaco y restos de cristales subhedrales, posiblemente de dolomita invertida por calcita, formando mosaicos porfirotópicos subequigranulares en parches, posiblemente como alteración por procesos de presión bajo sepultamiento. Los microbivalvos suelen presentar acomodamiento concavoconvexo preferencial con el mayor eje dirigido con dirección preferencial. | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|--------------------------------|--|-------------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CEP-1.113 | 11 | Caliza gris medio-marrón claro | Muestra con presencia de óxidos y variaciones de espesor con disolución de la matriz en el que se observa aclaramiento irregular de la matriz. Textura tipo mudstone-wackestone de calpionélidos y radiolarios con ocasionales a muy raros pelecípodos y ostrácodos. La matriz presenta parches de materia orgánica y con bioturbación muy dispersos, así como abundante recristalización con formación de microesparita. | 2.1-Mudstone-wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.115 | 24 | Caliza gris medio | Muestra con óxidos y clastos irregulares, dispersos, con bordes subredondeados; laminaciones milimétricas con cambios de coloración de gris medio a marrón rojizo; vetas subparalelas de baja sinuosidad. Textura tipo mudstone de calpionélidos y microbivalvos con ocasionales radiolarios. La matriz presenta cristales subhedrales a euhedrales de calcita, posiblemente como reemplazamiento (inversión) de material dolomitizado, formando parches en mosaico porfirotópico subequigranular. | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-1.117 | 14 | Caliza gris medio-marrón claro | Roca con óxidos y variaciones de espesor; caliza masiva gris medio con variaciones de coloración en marrón-rojizo; vetas con relleno de calcita. Textura tipo wackestone de radiolarios, calpionélidos y ostrácodos; con parches de esparita por recristalización parcial de la matriz, formando pequeñas muescas dispersas. Microbrecha parcial con clastos mostrando disolución parcial; en las zonas donde los clastos están más separados se presentan parches de esparita en las que se exhiben dos fases de cristalización en las oquedades: una microcristalina y otra macrocristalina. | 3-Wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-1.123 | 29 | Caliza gris claro-marrón | Roca con presencia de óxidos; color de intemperismo marrón rojizo-marrón verdoso claro. Al microscopio se observa como mudstone de calpionélidos y calciesferas con ocasionales algas filamentosas, restos de microbivalvos, foraminíferos planctónicos y radiolarios (espumeláridos). | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|------------------------------|--|--------------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-------------------------|
| CEP-1.127 | 16 | Caliza gris claro-gris medio | Wackestone-packstone de radiolarios y calpionélidos con escasos ostrácodos; parches de esparita por recristalización parcial de la matriz y rellenos arcillosos opacos. Microbrecha con los clastos mostrando disolución parcial, también con los mismos aloquímicos; en las zonas donde los clastos están más separados se presentan parches de esparita en las que se exhiben dos fases de cristalización en las oquedades: una microcristalina y una en macrocristalina. | 3.1-Wackestone-packstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Rampa media |
| CEP-1.133 | 9 | Caliza gris claro-gris medio | Fracturas lisas obliteradas por calcita y material arcilloso. Presencia de contra moldes de ammonites no identificables debido a la erosión del material. Mudstone de calpionélidos y calciesferas con ocasionales algas filamentosas, microbivalvos, foraminíferos planctónicos y radiolarios (espumeláridos): matriz con material opaco en forma de cristales cúbicos euhedrales reemplazados por material arcilloso opaco y óxidos. En esta facies son menos comunes los calpionélidos, aunque se presentan algunos cuantos naseláridos. Algunos restos de microbivalvos se encuentran además obliterados por calcita sin que existan fases de cementación. | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.162 | 17 | Caliza gris claro-marrón | Disolución de la matriz por aclaramiento del material; horizontes laminares con estilolitas paralelas a subparalelas; posible presencia de pirita con formación de halos oscuros. Textura tipo mudstone de radiolarios y calpionélidos con bioturbación; fracturas rellenas de calcita; espículas y fragmentos de ostrácodos escasos; en el interior de algunos calpionélidos se tiene micrita recristalizada, formando microesparita, hasta casi un tercio de su altura. En la muestra se presentan también cristales opacos y oquedades de disolución, pirita. Y cristales de cuarzo subredondeado con bordes esféricos a semiesféricos. | 2.1-Mudstone-wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.166 | 19 | Caliza gris medio | Muestra con laminaciones. Canales rectos milimétricos alargados con interrupciones y divisiones rectas; presencia de disolución en la matriz y formación de vetas de calcita milimétricas sin orientación preferencial. Textura tipo mudstone-wackestone de calpionélidos y radiolarios con fragmentos de ostrácodos dispersos; presencia de bioturbación mostrada por cambios en la coloración de la matriz, rellenándose los canales con matriz más clara. | 2.1-Mudstone-wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda |

| Nivel | Espesor (cm) | Lito-logía | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|-------------------------------|--|-------------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CEP-1.172 | 43 | Caliza gris claro-gris medio | Calcita en vetas con formación de cristales euhedrales milimétricos. Disolución de la matriz con aclaramiento de los materiales. Estilolitas microcolumnares. | 2.1-Mudstone-wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.190 | 19 | Caliza gris medio | Formación de porosidad en la matriz. Color de intemperismo que varía de marrón claro a marrón amarillento. Textura tipo wackestone-packstone de radiolarios calpionélidos y ostrácodos; los elementos se presentan sin orden preferencial. | 2.1-Mudstone-wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.200 | 24 | Caliza gris medio-gris oscuro | Muestra con laminaciones. Textura tipo mudstone-wackestone bioturbado y microbrechado de calpionélidos y radiolarios con ocasionales ostrácodos. Las marcas de bioturbación se evidencian claramente como canales con cambios de coloración en la matriz siendo más clara dentro de los canales, dando apariencia de intraclastos. Los bordes en los clastos de las zonas con brechamiento presentan recristalización muy marcada. | 2.1-Mudstone-wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-1.206 | 7 | Limolita calcárea | Muestra con laminaciones. Nódulos irregulares de material opaco con halos en rojo-marrón rojizo y amarillo; presencia de aloquímicos asignables a moluscos, rellenos de la matriz. Textura tipo mudstone de calpionélidos y microbivalvos, ocasionales calcisferas y foraminíferos planctónicos. | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.209 | 12 | Caliza gris medio-gris oscuro | Muestra con presencia de óxidos. Limolita calcárea. Parte de los límites de las láminas de sedimento presenta disolución (porosidad fenestral) obliterada por calcita. Debido a lo compacto del material solamente son reconocibles algunas calcisferas y foraminíferos planctónicos, así como microbivalvos filamentosos orientados preferencialmente de manera paralela a los planos de estratificación. Se presentan estilolitas oblicuas de baja sinuosidad y fracturas rellenas de calcita. | 5.1-Limolita calcárea | NA | Cuenca profunda | NA | Cuenca profunda |

| Nivel | Espesor (cm) | Lito-logía | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|---------------------------------------|---|-------------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CEP-1.217 | 16 | Caliza gris medio-gris oscuro | Caliza masiva gris medio-gris oscuro con ammonites no diferenciables conservados como moldes rellenos de material opaco; presencia de laminaciones tenues; parte de la matriz presenta brechamiento. Al microscopio se observa mudstone bioturbado de radiolarios, calpionélidos y ostrácodos con saccocómidos y espículas. En la matriz se presentan canales con relleno de micrita en tonos más claros, con cementación parcial de la pared interna o formando estructuras geopetales; los elementos se presentan mayormente dispersos, aunque hay algunos que presentan contactos puntuales o longitudinales, pero en muy baja proporción. | 1-Mudstone | SMF-2 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.223 | 20 | Caliza gris claro-gris medio | Muestra con laminaciones. tenues con bordes superiores de baja sinuosidad, formando estratos de uno o dos centímetros con algunos elementos formando lentes alargados de bordes irregulares. Vetas de calcita subparalelas, ocasionalmente con interrupciones en zonas con clastos. La microfacies típica se trata de mudstone-wackestone de calciesferas, foraminíferos planctónicos, calpionélidos y radiolarios, con ocasionales fragmentos de microbivalvos filamentosos (posiblemente ostrácodos) y ocasionales minerales opacos. | 2.1-Mudstone-wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.235 | 15 | Caliza gris claro-gris medio / Lutita | Muestra con laminaciones. Lutita con presencia de estilolitas mixtas con perfiles microcolumnares a sinuosos; fracturas lisas con posiciones subperpendiculares y oblicuas a la estratificación, rellenas con calcita. Se presentan cambios de coloración muy conspicuos, posiblemente asociadas a variaciones en el contenido de materia orgánica. Los clastos más comunes son de fragmentos de moluscos perpendiculares a la estratificación, con interrupciones u ondulaciones comunes de la laminación en estas zonas. Hay fracturas rellenas de calcita. | 2.2-Mudstone laminado | SMF-3 | Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CEP-1.247 | 9 | Limolita calcárea | Muestra con laminaciones de textura tipo wackestone de radiolarios y calpionélidos con escasos fragmentos de microbivalvos filamentosos (ostrácodos); matriz con laminaciones con espesores variables, mayormente apreciadas en donde se presentan rellenos de óxido. | 3-Wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|---------------------------------------|---|--------------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CEP-1.253 | 7 | Limolita calcárea | Muestra con laminaciones. Textura tipo wackestone-packstone de radiolarios y calpionélidos con saccocómidos escasos y espículas y ostrácodos en trazas; matriz parcialmente recristalizada y con bioturbación mostrada como canales de microesparita. El interior de los aloquímicos se presenta comúnmente recristalizado y en sus bordes es común encontrar halos de recristalización de la matriz. | 3.1-Wackestone-packstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-1.256 | 14 | Caliza gris claro-gris medio | Caliza masiva sin estructuras aparentes. Coloración en gris claro-gris medio con presencia de disolución de la matriz mostrada por aclaramiento. Vetas subparalelas a la estratificación. En la parte inferior se observan algunos clastos con bordes redondeados y angulosos, ocasionalmente en contacto, pero estando la mayoría dispersos. Al microscopio se observa como mudstone de radiolarios foraminíferos planctónicos y calpionélidos con ocasionales radiolarios (espumeláridos). Los elementos esqueléticos se presentan muy dispersos, ocasionalmente obliterados por calcita. | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-1.258 | 14 | Caliza gris claro-gris medio | Mudstone de calciesferas, foraminíferos planctónicos y calpionélidos con ocasionales radiolarios (espumeláridos). | 1-Mudstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-1.259 | 19 | Caliza gris claro-gris medio | Wackestone-packstone de radiolarios (espumeláridos) con ocasionales calpionélidos. Se presentan algunas estilolitas de sinuosidad variable con relleno de material arcilloso opaco y bordes exteriores recristalizados o con acumulaciones de aloquímicos. Los elementos de mayor tamaño se tratan de estructuras tetra-axónicas, asociadas a espículas de esponjas. | 3.1-Wackestone-packstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-1.260 | 28 | Caliza gris claro-gris medio | Wackestone-packstone con bioturbación; los elementos más conspicuos son radiolarios y calpionélidos y se presentan también espículas dispersas sin arreglo preferencial, en la matriz se observan materiales opacos dispersos (posiblemente óxidos). | 3.1-Wackestone-packstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-TA | 125 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Caliza masiva sin estructuras aparentes; presencia de calcita en estilolitas de perfil dentado-columnar a oblicuo. Textura tipo wackestone de radiolarios y calpionélidos con fragmentos de ostrácodos y espículas muy escasos; matriz con materia opaca arcillosa y parches de recristalización en los que se forma microesparita. | 3-Wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-TB | 128 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Caliza masiva gris claro sin estructuras aparentes. Textura tipo wackestone-packstone de calciesferas, radiolarios y calpionélidos, con escasos fragmentos de ostrácodos y ocasionales espículas y foraminíferos bentónicos; la matriz contiene material arcilloso en coloración marrón-rojizo y se presentan fragmentos de cuarzo subangulares. | 3.1-Wackestone-packstone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|--------|--------------|---------------------------------------|--|-------------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CEP-TD | 215 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Caliza masiva gris claro-marrón amarillento con coloraciones de intemperismo en naranja, rojo y marrón rojizo; estilolitas con perfil microcolumnar-dentado; variaciones de textura entre mudstone-wackestone de foraminíferos planctónicos y calcipionélidos con ocasionales microbivalvos. La matriz presenta cambios de coloración, posiblemente asociados a la mayor o menor materia orgánica o a variaciones en la acumulación de material arcillosos u opaco. | 2.1-Mudstone-wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-TJ | 190 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Caliza masiva gris medio con fracturas lisas alargadas oblicuas a la estratificación. Textura tipo wackestone laminado de radiolarios, calciesferas y calcipionélidos; presencia de materia orgánica y/o material opaco arcilloso en la matriz. | 3-Wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-TK | 237 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Caliza masiva gris claro-gris medio con clastos irregulares angulosos. Textura tipo mudstone laminado de calciesferas, radiolarios, ostrácodos y espículas, con escasos fragmentos de bivalvos y parches de recristalización; presencia escasa de cristales de cuarzo con límites subredondeados y formas más o menos esferoidales; arreglo preferencial en relación con la superficie de estratificación observado mayormente en los clastos alargados. | 2.2-Mudstone laminado | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CEP-TL | 200 | Capas de caliza gris claro-gris medio | Caliza masiva gris medio con fracturas lisas alargadas oblicuas a la estratificación; presencia de disolución de la matriz con aclaramiento de los materiales; formación de estilolitas microcolumnares y de baja sinuosidad. Al microscopio se observa como mudstone de calciesferas y foraminíferos planctónicos con fragmentos de micromoluscos dispersos. Se presentan laminaciones de material marrón claro-marrón oscuro con ocasionales bordes limitados por estilolitas rellenas de material arcilloso, opaco. | 2.1-Mudstone-wackestone | SMF-3 | Cuenca profunda-pie de talud | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-------------------|--------------|---------------------|---|---------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CAC -01-01 | 394.0 | Caliza con pedernal | Capas de caliza gris claro con estilolitas subhorizontales y lentes de pedernal. Se observan radiolarios, espículas de esponja con ocasional acomodo preferencial en pequeñas zonas con laminación paralela, subparalela o ligeramente ondulosa; hay algunos fragmentos de crinoideos, gasterópodos y ammonoideos. La matriz es generalmente arcillosa y llegan a observarse cambios de coloración que sugieren bioturbación. | Mudstone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC -01-02 | 404.5 | Caliza con pedernal | Capas de caliza gris claro con estilolitas subhorizontales y lentes de pedernal. Radiolarios comúnmente dispersos; algunas zonas presentan pequeñas laminaciones subparalelas. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC -01-03 | 414.5 | Caliza con pedernal | Capas de caliza gris claro con estilolitas subhorizontales y lentes de pedernal. Se observan radiolarios, algunas espículas de esponja con ocasional acomodo preferencial en pequeñas zonas con laminación paralela, subparalela o ligeramente ondulosa; se presentan además fragmentos de pelecípodos, con micritización y recristalización. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC -01-04 | 424.1 | Caliza | Capas de caliza gris claro y marrón amarillento con escasas vetas de calcita. Se presentan algunos radiolarios y fragmentos de microbivalvos. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-------------------|--------------|---------------------|---|---------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CAC -01-05 | 437.3 | Caliza con pedernal | Capas de caliza gris claro con estilolitas subhorizontales y lentes de pedernal. Se observan algunos foraminíferos bentónicos y radiolarios con disolución y recristalización; además algunos fragmentos de pelecípodos dispersos y desarticulados. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC -01-07 | 404.5 | Caliza | Capas de caliza gris claro-marrón rojizo con óxidos y parches de recristalización. Se presentan radiolarios y foraminíferos bentónicos con algunos fragmentos de pelecípodos y crinoideos dispersos con ligera recristalización; en algunas partes se encuentran laminaciones paralelas a subparalelas a la estratificación y se observan también algunas estilolitas de sinuosidad variable con rellenos de calcita. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC -01-08 | 394.0 | Caliza | Capas de caliza gris claro-marrón rojizo con variaciones de espesor y vetas de calcita. Radiolarios y foraminíferos bentónicos comunes con algunos fragmentos de pelecípodos y crinoideos dispersos; en algunos casos se tiene recristalización; zonas con laminaciones paralelas a subparalelas a la estratificación y estilolitas de sinuosidad variable con rellenos de calcita. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC -01-09 | 399.3 | Caliza | Capas de caliza gris medio-marrón amarillento con estilolitas subparalelas y lentes de pedernal oscuro. Se observan radiolarios, espículas de esponja y zonas con laminación paralela, subparalela o ligeramente ondulosa y algunos fragmentos de pelecípodos. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-------------------|--------------|-----------|--|----------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CAC -01-10 | 388.6 | Caliza | Capas de caliza gris claro con pedernal claro y oscuro en lentes y nódulos. Radiolarios y foraminíferos bentónicos comunes, algunas espículas de esponjas y fragmentos de crinoideos con ligera recristalización; se observan zonas con laminación paralela a subparalela a la estratificación. | Wackestone-packstone | SMF-4 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC -01-11 | 389.0 | Caliza | Capas de caliza gris claro-marrón rojizo con nódulos y lentes de pedernal. Se observan radiolarios, foraminíferos bentónicos, espículas de esponjas y fragmentos de crinoideos. | Wackestone-packstone | SMF-4 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC -01-12 | 394.0 | Caliza | Capas de caliza gris claro-marrón rojizo con pirita, lentes de pedernal y vetas de calcita. Se presentan radiolarios, foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos con algunas espículas de esponja, crinoideos y pelecípodos. La matriz es arcillosa con bioturbación, canales y disolución de los materiales que la conforman. Algunos foraminíferos tienen oquedades parcialmente rellenas por minerales opacos. | Wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC -01-13 | 404.5 | Caliza | Capas de caliza gris claro con vetas perpendiculares a la estratificación. Se presentan radiolarios, foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos con algunas espículas de esponja, crinoideos y pelecípodos. | Wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-------------------|--------------|-----------------|--|----------------------|----------------------------|------------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CAC -01-14 | 400.0 | Caliza | Capas de caliza gris claro-marrón amarillento con bioturbación, vetas de calcita y estilolitas. La microfacies corresponde a wackestone de radiolarios y foraminíferos, incluidos en una matriz arcillosa. Ocasionalmente se presentan radiolarios, foraminíferos bentónicos, espículas de esponja, crinoideos y fragmentos de conchas de ammonoideos y pelecípodos. | Wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC -01-15 | 400.0 | Caliza | Capas de caliza gris claro con algunos niveles de pedernal oscuro. Se observan radiolarios y espículas de esponja con ocasional acomodo preferencial; algunos aloquímicos esqueléticos o clastos de mayor tamaño con bioturbación y silicificación; hay zonas con fracturamiento que separan facies reconocibles por la coloración y fábrica de la matriz, asociadas a cambio en la contribución de materia orgánica o material arcilloso. | Wackestone-packstone | SMF-6 | Talud | RMF-1 | Rampa media |
| CAC -01-16 | 400.0 | Caliza | Capas de caliza gris-marrón amarillento en estratos tabulares y centimétricos. Se presentan foraminíferos bentónicos y radiolarios con algunas espículas de esponja dispersas. | Wackestone-packstone | SMF-6 | Talud | RMF-1 | Rampa media |
| CAC -01-17 | 399.3 | Caliza y lutita | Intercalaciones de lutita y caliza gris claro con espesores de hasta 3 centímetros. La microfacies exhibe foraminíferos bentónicos, radiolarios con algunas espículas de esponja dispersas, algunos crinoideos y foraminíferos planctónicos con disolución y fragmentación. | Limolita calcárea | SMF-8 | Plataforma profunda-Marino abierto | | |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|------------------|--------------|-----------|---|---------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CAC-01-18 | 400.0 | Caliza | Capas de caliza gris claro con estilolitas subparalelas y niveles con variaciones de espesor. Microfacies con foraminíferos bentónicos, radiolarios, algunas espículas de esponja y foraminíferos planctónicos con disolución y fragmentación. En algunas zonas se forman pequeñas laminaciones paralelas a subparalelas a la estratificación. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC-01-19 | 400.0 | Caliza | Capas de caliza gris claro-marrón amarillento. La microfacies se caracteriza por la presencia de foraminíferos bentónicos, radiolarios, espículas de esponja y algunos crinoideos con disolución, fragmentación y recristalización. En algunos bioclastos se presenta porosidad intraparticular móldica. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC-01-20 | 400.0 | Caliza | Capas delgadas de caliza gris medio con intercalaciones laminares y tabulares de lutita que corresponde a una microfacies de tipo mudstone de radiolarios y foraminíferos planctónicos con escasa o nula bioturbación. Se presentan foraminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos, radiolarios y espículas de esponja. Algunos cortes de aloquímicos esqueletales muestran grados altos de disolución, reemplazamiento y recristalización. Zonas con laminaciones paralelas a subparalelas a la estratificación. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC-01-21 | 400.0 | Caliza | Capas de caliza gris claro con intercalaciones de lutita y formación ocasional de estilolitas. Se presentan foraminíferos bentónicos, planctónicos, radiolarios y fragmentos de micromoluscos de pelecípodos y ammonoideos. En algunos foraminíferos se forman rellenos parciales de material arcilloso opaco. La matriz muestra también cambios de coloración que evidencian bioturbación. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|-----------|---|---------------------|----------------------------|------------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CAC-01-22 | 495.1 | Caliza | Capas de caliza gris oscuro con zonas de recristalización. Se presentan foraminíferos bentónicos y planctónicos, radiolarios, así como pequeños fragmentos de pelecípodos. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC-01-23 | 493.8 | Caliza | Capas potentes (hasta 60 cm de espesor) de caliza gris oscuro con intercalaciones de lutita, con formación de pedernal en pequeños nódulos y lentes. En las microfacies sólo son observables radiolarios y foraminíferos bentónicos de manera ocasional. | Mudstone-wackestone | SMF-10 | Plataforma profunda-Marino abierto | | |
| CAC-01-24 | 493.8 | Caliza | Capas de caliza gris con intercalaciones de lutita y capas de caliza con pedernal de escasos centímetros. La microfacies corresponde a un mudstone-wackestone de radiolarios y foraminíferos con cristales diseminados de pirita y bioturbación moderada a baja. Son comunes los foraminíferos bentónicos y se presentan de manera ocasional radiolarios, así como fragmentos de microbivalvos (ostrácodos y pelecípodos) y ammonoideos; zonas con parches de pirita y formación de estilolitas con margen dentado microcolumnar y de sinuosidad variables. También se observan laminaciones con algunos clastos de fragmentos de bivalvos o espículas de esponjas con acomodo preferencial en estas zonas. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |
| CAC-01-25 | 493.8 | Caliza | Capas de caliza gris con estilolitas, gasterópodos y ammonites. Son comunes los foraminíferos bentónicos y se presentan de manera ocasional radiolarios y fragmentos de micromoluscos (pelecípodos, gasterópodos, ammonoideos) con algunos rellenos de intraclastos. | Mudstone-wackestone | SMF-8 | Plataforma profunda-Marino abierto | RMF-5 | Cuenca profunda |

| Nivel | Espesor (cm) | Litología | Observaciones en muestra de mano y bajo el microscopio | Microfacies | Microfacies estándar (SMF) | Cinturón de facies (PB) | Microfacies de rampa (RMF) | Cinturón de facies (RH) |
|-----------|--------------|-----------|---|----------------------|----------------------------|------------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| CAC-01-26 | 493.8 | Caliza | Capas de caliza gris claro con bioturbación e intemperismo muy marcado. Muestra con foraminíferos bentónicos y escasos radiolarios con algunos fragmentos de crinoideos y pelecípodos. Formación de estilolitas de margen aserrado o microcolumnar. | Mudstone-wackestone | SMF-10 | Plataforma profunda-Marino abierto | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CAC-01-27 | 493.8 | Caliza | Capas de caliza gris claro con bioturbación e intemperismo muy marcado. Se presentan mayormente foraminíferos bentónicos y radiolarios y algunos foraminíferos planctónicos con varios grados de disolución y recristalización o rellenos de calcita. Se observan espículas de esponjas en menor grado. | Wackestone-packstone | SMF-10 | Plataforma profunda-Marino abierto | RMF-5 | Cuenca profunda |
| CAC-01-28 | 497.3 | Lutita | Intercalaciones milimétricas de lutita con abundante materia orgánica y vetas de calcita. Se presentan foraminíferos bentónicos de manera común y radiolarios con algunos foraminíferos planctónicos exhibiendo varios grados de disolución y recristalización o rellenos de calcita y son también comunes las espículas de esponjas. | Limolita calcárea | SMF-5 | Talud | RMF-1 | Rampa media |
| CAC-01-29 | 500.0 | Lutita | Intercalaciones milimétricas de lutita con abundante materia orgánica y vetas de calcita. Se presentan foraminíferos bentónicos y radiolarios con algunos foraminíferos planctónicos con varios grados de disolución y recristalización o rellenos de calcita y son también comunes las espículas de esponjas. | Limolita calcárea | SMF-5 | Talud | RMF-1 | Rampa media |
| CAC-01-30 | 500.0 | Caliza | Capas de caliza gris claro con lentes de pedernal claro y oscuro. Se presentan algunos foraminíferos bentónicos y, de manera ocasional, radiolarios, así como pequeños fragmentos de micromoluscos (pelecípodos, gasterópodos, ammonoideos) con algunos rellenos de intraclastos. | Mudstone-wackestone | SMF-3 | Pie de talud-Cuenca profunda | RMF-5 | Cuenca profunda-rampa media |

Anexo 2. Lista de ocurrencias de las especies identificadas de calpionélidos de la Sección Cerro El Padhi

Calpionella alpina

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|----------------------|----------|--------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 1 B. temprano | Norteamérica | México | 99° 51' 5.558" W | 24° 44' 23.064" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 18 |
| 2 B. temprano | Norteamérica | México | 100° 55' 59.3" W | 24° 56' 6.166" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 12 |
| 3 B. temprano | Norteamérica | México | 101° 3' 22.399" W | 25° 2' 4.801" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 11 |
| 4 B. temprano | Norteamérica | México | 101° 16' 19.783" W | 25° 38' 53.167" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 15 |
| 5 B. temprano | Europa Oriental | Turquía | 32° 27' 47.88" E | 39° 45' 30.24" N | Akgümüş (2019) | 30 |
| 6 B. temprano | Europa Oriental | Turquía | 32° 27' 48.038" E | 39° 45' 30.265" N | Akgümüş (2019) | 6 |
| 7 T. tardío | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 8 |
| 8 B. temprano | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 9 |
| 9 B. medio | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 9 |
| 10 B. tardío | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 5 |
| 11 B. tardío | Norteamérica | México | 100° 21' 25.56" W | 26° 38' 59.28" N | Ángeles-Villeda (2004) | 1 |
| 12 V. temprano | Norteamérica | México | 100° 21' 25.56" W | 26° 38' 59.28" N | Ángeles-Villeda (2004) | 1 |
| 13 T. tardío | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 1 |
| 14 B. temprano | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 3 |
| 15 B. tardío | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 3 |
| 16 B. tardío | África Noroccidental | Argelia | 0° 9' E | 35° 15' N | Benest <i>et al.</i> (1996) | 1 |
| 17 T. tardío | Asia Occidental | Irán | 48° 42' 50.004" E | 37° 20' 11" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 1 |
| 18 T. tardío | Europa Central | Serbia | 21° 44' 8.3" E | 43° 38' 49.402" N | Carević <i>et al.</i> (2018) | 23 |
| 19 B. temprano | Europa Oriental | Romania | 25° 47' 59.996" E | 46° 47' 59.996" N | Dragastan (2011) | 1 |
| 20 Valanginiano | Norteamérica | Canadá | 60° 49' 54.008" W | 43° 41' 27.002" N | Eliuk y Leveske (1989) | 1 |
| 21 B. tardío | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 1 |
| 22 T. tardío | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 12 |
| 23 T. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 3 |
| 24 T. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 3 |
| 25 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 4 |
| 26 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 5 |
| 27 B. medio | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 2 |
| 28 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 29 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 30 T. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 3 |
| 31 B. temprano | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 10 |
| 32 B. medio | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 6 |

Calpionella alpina (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|----------------|----------------------|-----------|-------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 33 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 2 |
| 34 B. temprano | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 2 |
| 35 B. tardío | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 1 |
| 36 B. tardío | Norteamérica | México | 98° 59' 49.988" W | 21° 10' 3.112" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2015) | 1 |
| 37 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 25' 1.034" W | 19° 48' 48.794" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2017a) | 1 |
| 38 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 25' 1.034" W | 19° 48' 48.794" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2017a) | 1 |
| 39 T. tardío | Sudamérica | Argentina | 70° 34' 59.466" W | 35° 59' 9.2" S | López-Martínez <i>et al.</i> (2017b) | 5 |
| 40 B. temprano | Sudamérica | Argentina | 70° 34' 59.466" W | 35° 59' 9.2" S | López-Martínez <i>et al.</i> (2017b) | 3 |
| 41 B. temprano | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder y Reháková (2004) | 3 |
| 42 B. medio | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder y Reháková (2004) | 3 |
| 43 B. tardío | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder y Reháková (2004) | 2 |
| 44 T. tardío | Europa Central | Polonia | 22° 44' 0.002" E | 49° 45' 59.998" N | Morycowa (1968) | 1 |
| 45 T. tardío | Caribe | Cuba | 83° 45' W | 22° 40' 0.005" N | Myczynski (1989) | 1 |
| 46 Berriasiano | Caribe | Cuba | 83° 33' 0.011" W | 22° 40' 0.005" N | Myczynski (1989) | 1 |
| 47 T. tardío | Europa Occidental | España | 2° 57' 38.002" E | 39° 30' 42.21" N | Olóriz <i>et al.</i> (1995) | 1 |
| 48 B. temprano | Europa Occidental | Crimea | 35° 22' 53.562" E | 45° 0' 8.096" N | Platonov <i>et al.</i> (2014) | 5 |
| 49 T. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 2 |
| 50 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 4 |
| 51 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 7 |
| 52 T. tardío | Europa Central | Bulgaria | 23° 14' 0.701" E | 42° 51' 35.582" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 4 |
| 53 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 14' 0.701" E | 42° 51' 35.582" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 9 |
| 54 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 13' 31.501" E | 42° 51' 43.704" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 5 |
| 55 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 13' 32.779" E | 42° 51' 45.778" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 23 |
| 56 B. tardío | Caribe | Cuba | 85° 13' 12" W | 23° 48' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 3 |
| 57 T. tardío | Europa Oriental | Austria | 15° 47' 1.244" E | 48° 4' 22.08" N | Reháková <i>et al.</i> (2009) | 6 |
| 58 B. temprano | Europa Oriental | Austria | 15° 47' 1.244" E | 48° 4' 22.08" N | Reháková <i>et al.</i> (2009) | 17 |
| 59 T. tardío | Asia Occidental | Omán | 57° 12' 52.308" E | 23° 18' 24.235" N | Rousseau <i>et al.</i> (2005) | 1 |
| 60 B. temprano | Asia Occidental | Omán | 57° 12' 52.308" E | 23° 18' 24.235" N | Rousseau <i>et al.</i> (2005) | 1 |
| 61 T. tardío | Europa Occidental | España | 4° 16' 27.221" W | 37° 26' 26.858" N | Tavera <i>et al.</i> (1994) | 12 |
| 62 B. temprano | Europa Occidental | España | 4° 16' 27.221" W | 37° 26' 26.858" N | Tavera <i>et al.</i> (1994) | 18 |
| 63 B. tardío | África Noroccidental | Marruecos | 10° W | 33° 29' 24" N | Vincent <i>et al.</i> (1980) | 1 |
| 64 V. temprano | África Noroccidental | Marruecos | 10° W | 33° 29' 24" N | Vincent <i>et al.</i> (1980) | 12 |
| 65 V. tardío | África Noroccidental | Marruecos | 10° W | 33° 29' 24" N | Vincent <i>et al.</i> (1980) | 2 |
| 66 T. tardío | Europa Occidental | Francia | 6° 21' 27.371" E | 44° 56' 10.223" N | Wimbledon <i>et al.</i> (2013) | 3 |

Calpionella alpina (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|----------------|-------------------|---------|--------------------|-------------------|--------------------------------|---------|
| 67 B. temprano | Europa Occidental | Francia | 6° 21' 27.371" E | 44° 56' 10.223" N | Wimbledon <i>et al.</i> (2013) | 1 |
| 68 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 5 |
| 69 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 4 |
| 70 B. medio | Norteamérica | México | 100° 44' 13.859" W | 25° 37' 19.02" N | Zell <i>et al.</i> (2016) | 2 |
| 71 B. tardío | Norteamérica | México | 100° 44' 13.859" W | 25° 37' 19.02" N | Zell <i>et al.</i> (2016) | 1 |

Calpionellopsis simplex

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|-------------------|----------|--------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 1 B. temprano | Norteamérica | México | 99° 51' 5.558" W | 24° 44' 23.064" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 5 |
| 2 B. temprano | Norteamérica | México | 100° 55' 59.3" W | 24° 56' 6.166" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 4 |
| 3 B. temprano | Norteamérica | México | 101° 3' 22.399" W | 25° 2' 4.801" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 5 |
| 4 B. temprano | Norteamérica | México | 101° 16' 19.783" W | 25° 38' 53.167" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 8 |
| 5 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 9 |
| 6 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 13 |
| 7 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 3 |
| 8 B. tardío | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 8 |
| 9 B. tardío | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 3 |
| 10 B. tardío | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 13 |
| 11 V. temprano | Norteamérica | México | 100° 21' 25.56" W | 26° 38' 59.28" N | Ángeles-Villeda (2004) | 1 |
| 12 B. tardío | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 3 |
| 13 B. tardío | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 1 |
| 14 B. tardío | Europa Central | Italia | 12° 9' 16.528" E | 46° 15' 41.112" N | Grün y Blau (1997) | 8 |
| 15 Berriasiano | Europa Central | Albania | 20° 6' E | 41° 58' 0.001" N | Kollmann y Peza (1997) | 1 |
| 16 Valanginiano | Europa Central | Albania | 20° 6' E | 41° 58' 0.001" N | Kollmann y Peza (1997) | 1 |
| 17 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 57' 18.49" E | 43° 31' 52.115" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 3 |
| 18 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 19 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 1 |
| 20 B. tardío | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 2 |
| 21 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 25' 1.034" W | 19° 48' 48.794" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2017a) | 1 |
| 22 Berriasiano | Caribe | Cuba | 83° 46' 59.999" W | 22° 36' N | Myczynski (1989) | 1 |
| 23 B. tardío | Caribe | Cuba | 83° 33' 0.011" W | 22° 40' 0.005" N | Myczynski (1989) | 1 |

Calpionellopsis simplex (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|----------------|-----------------|----------|-------------------|-------------------|--------------------------------|---------|
| 24 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 5 |
| 25 B. tardío | Caribe | Cuba | 85° 15' W | 23° 30' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 2 |
| 26 B. tardío | Caribe | Cuba | 85° 13' 12" W | 23° 48' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 3 |
| 27 V. temprano | Caribe | Cuba | 85° 15' W | 23° 30' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 3 |
| 28 B. temprano | Asia Occidental | Omán | 57° 12' 52.308" E | 23° 18' 24.235" N | Rousseau <i>et al.</i> (2005) | 1 |
| 29 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 3 |
| 30 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 1 |

Calpionellopsis oblonga

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|-------------------|--------|--------------------|-------------------|-------------------------------|---------|
| 1 B. temprano | Norteamérica | México | 99° 51' 5.558" W | 24° 44' 23.064" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 5 |
| 2 B. temprano | Norteamérica | México | 100° 55' 59.3" W | 24° 56' 6.166" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 3 |
| 3 B. temprano | Norteamérica | México | 101° 3' 22.399" W | 25° 2' 4.801" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 4 |
| 4 B. tardío | Norteamérica | México | 103° 14' 28.734" W | 24° 59' 10.756" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 5 |
| 5 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 9 |
| 6 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 15 |
| 7 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 4 |
| 8 B. tardío | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 8 |
| 9 B. tardío | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 6 |
| 10 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 11 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 6 |
| 12 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 13 V. temprano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 3 |
| 14 V. temprano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 15 B. tardío | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 12 |
| 16 V. temprano | Europa Central | Italia | 13° 0' 1.44" E | 37° 39' 37.44" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 16 |
| 17 V. temprano | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 18 |
| 18 B. tardío | Norteamérica | México | 100° 21' 25.56" W | 26° 38' 59.28" N | Ángeles-Villeda (2004) | 1 |
| 19 V. temprano | Norteamérica | México | 100° 21' 25.56" W | 26° 38' 59.28" N | Ángeles-Villeda (2004) | 1 |

Calpionellopsis oblonga (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|-----------------|----------|-------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 20 B. tardío | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 3 |
| 21 V. temprano | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 1 |
| 22 B. tardío | Asia Occidental | Irán | 48° 44' 52.001" E | 37° 20' 19" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 6 |
| 23 V. temprano | Asia Occidental | Irán | 48° 44' 52.001" E | 37° 20' 19" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 1 |
| 24 B. tardío | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 7 |
| 25 V. temprano | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 4 |
| 26 B. tardío | Europa Central | Italia | 12° 9' 16.528" E | 46° 15' 41.112" N | Grün y Blau (1997) | 11 |
| 27 V. temprano | Europa Central | Italia | 12° 9' 16.528" E | 46° 15' 41.112" N | Grün y Blau (1997) | 2 |
| 28 Berriasiano | Europa Central | Albania | 20° 6' E | 41° 58' 0.001" N | Kollmann y Peza (1997) | 1 |
| 29 Valanginiano | Europa Central | Albania | 20° 6' E | 41° 58' 0.001" N | Kollmann y Peza (1997) | 1 |
| 30 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 7 |
| 31 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 32 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 3 |
| 33 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 1 |
| 34 B. tardío | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 1 |
| 35 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 25' 1.034" W | 19° 48' 48.794" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2017a) | 1 |
| 36 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 25' 1.034" W | 19° 48' 48.794" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2017a) | 1 |
| 37 B. tardío | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder y Reháková (2004) | 2 |
| 38 V. temprano | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder y Reháková (2004) | 3 |
| 39 Berriasiano | Caribe | Cuba | 83° 46' 59.999" W | 22° 36' N | Myczynski (1989) | 1 |
| 41 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 3 |
| 42 B. tardío | Caribe | Cuba | 84° 15' W | 23° 30' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 5 |
| 43 B. tardío | Caribe | Cuba | 85° 13' 12" W | 23° 48' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 5 |
| 44 V. temprano | Caribe | Cuba | 84° 15' W | 23° 30' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 13 |
| 45 B. temprano | Asia Occidental | Omán | 57° 12' 52.308" E | 23° 18' 24.235" N | Rousseau <i>et al.</i> (2005) | 2 |
| 46 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 2 |
| 47 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 4 |

Tintinnopsella carpathica

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|-------------------|---------|--------------------|-------------------|-------------------------------|---------|
| 1 V. temprano | | | 25° 54' E | 46° 57' 0.004" N | | 1 |
| 2 B. temprano | Norteamérica | México | 99° 51' 5.558" W | 24° 44' 23.064" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 10 |
| 3 B. temprano | Norteamérica | México | 100° 55' 59.3" W | 24° 56' 6.166" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 8 |
| 4 B. temprano | Norteamérica | México | 101° 3' 22.399" W | 25° 2' 4.801" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 11 |
| 5 B. temprano | Norteamérica | México | 101° 16' 19.783" W | 25° 38' 53.167" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 17 |
| 6 V. temprano | Norteamérica | México | 103° 14' 28.734" W | 24° 59' 10.756" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 7 |
| 7 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 9 |
| 8 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 15 |
| 9 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 4 |
| 10 B. tardío | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 7 |
| 11 B. tardío | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 6 |
| 12 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 7 |
| 13 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 8 |
| 14 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 15 V. temprano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 16 V. temprano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 17 T. tardío | Europa Oriental | Turquía | 32° 27' 47.88" E | 39° 45' 30.24" N | Akgümüş (2019) | 4 |
| 18 T. tardío | Europa Oriental | Turquía | 32° 27' 48.038" E | 39° 45' 30.265" N | Akgümüş (2019) | 3 |
| 19 B. temprano | Europa Oriental | Turquía | 32° 27' 47.88" E | 39° 45' 30.24" N | Akgümüş (2019) | 11 |
| 20 B. temprano | Europa Oriental | Turquía | 32° 27' 48.038" E | 39° 45' 30.265" N | Akgümüş (2019) | 5 |
| 21 T. tardío | Europa Central | Italia | 13° 0' 1.44" E | 37° 39' 37.44" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 2 |
| 22 T. tardío | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 7 |
| 23 B. temprano | Europa Central | Italia | 13° 0' 1.44" E | 37° 39' 37.44" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 3 |
| 24 B. temprano | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 9 |
| 25 B. medio | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 8 |
| 26 B. tardío | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 14 |
| 27 V. temprano | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 15 |
| 28 V. tardío | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 2 |
| 29 B. temprano | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 3 |
| 30 B. tardío | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 3 |

Tintinnopsella carpathica (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|----------------------|----------------|-------------------|-------------------|---------------------------------|---------|
| 31 V. temprano | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 1 |
| 32 B. medio | África Noroccidental | Argelia | 0° 9' E | 35° 15' N | Benest <i>et al.</i> (1996) | 1 |
| 33 B. tardío | África Noroccidental | Argelia | 1° 1' 59.999" W | 34° 54' 0.007" N | Benest <i>et al.</i> (1996) | 1 |
| 34 B. temprano | Asia Occidental | Irán | 48° 44' 52.001" E | 37° 20' 19" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 1 |
| 35 B. medio | Asia Occidental | Irán | 48° 44' 52.001" E | 37° 20' 19" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 5 |
| 36 B. tardío | Asia Occidental | Irán | 48° 44' 52.001" E | 37° 20' 19" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 13 |
| 37 V. temprano | Asia Occidental | Irán | 48° 44' 52.001" E | 37° 20' 19" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 6 |
| 38 V. tardío | Asia Occidental | Irán | 48° 44' 52.001" E | 37° 20' 19" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 3 |
| 39 Hauteriviano | Europa Oriental | Checoslovaquia | 18° 45' 13" E | 49° 12' 22.003" N | Borza <i>et al.</i> (1984) | 1 |
| 40 T. tardío | Europa Central | Serbia | 21° 44' 8.3" E | 43° 38' 49.402" N | Carević <i>et al.</i> (2018) | 9 |
| 41 B. temprano | Europa Oriental | Romania | 25° 47' 59.996" E | 46° 47' 59.996" N | Dragastan (2011) | 1 |
| 42 B. tardío | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 3 |
| 43 V. temprano | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 4 |
| 44 Berriasiano | Europa Central | Albania | 20° 6' E | 41° 58' 0.001" N | Kollmann y Peza (1997) | 1 |
| 45 Valanginiano | Europa Central | Albania | 20° 6' E | 41° 58' 0.001" N | Kollmann y Peza (1997) | 1 |
| 46 T. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 3 |
| 47 T. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 7 |
| 48 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 4 |
| 49 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 5 |
| 50 B. medio | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 3 |
| 51 B. medio | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 4 |
| 52 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 6 |
| 53 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 3 |
| 54 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 7 |
| 55 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 2 |
| 56 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 57.408" E | 43° 32' 19.504" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 57 V. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 3 |
| 58 V. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 57.408" E | 43° 32' 19.504" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 7 |
| 59 Hauteriviano | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 60 Na | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 2 |

Tintinnopsella carpathica (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|-------------------|-----------|--------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 61 T. tardío | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 12 |
| 61 B. temprano | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 10 |
| 62 B. medio | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 4 |
| 63 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 1 |
| 64 T. tardío | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 1 |
| 65 B. temprano | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 2 |
| 66 B. tardío | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 1 |
| 67 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 25' 1.034" W | 19° 48' 48.794" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2017a) | 1 |
| 68 T. tardío | Sudamérica | Argentina | 70° 34' 59.466" W | 35° 59' 9.2" S | López-Martínez <i>et al.</i> (2017b) | 1 |
| 69 B. temprano | Sudamérica | Argentina | 70° 34' 59.466" W | 35° 59' 9.2" S | López-Martínez <i>et al.</i> (2017b) | 1 |
| 70 B. temprano | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder and Reháková (2004) | 3 |
| 71 B. medio | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder and Reháková (2004) | 2 |
| 72 B. tardío | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder and Reháková (2004) | 2 |
| 73 V. temprano | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder and Reháková (2004) | 4 |
| 74 V. tardío | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder and Reháková (2004) | 2 |
| 75 Berriasiano | Europa Central | Polonia | 20° 42' 0.004" E | 49° 43' 0.001" N | Morycowa (1968) | 1 |
| 76 T. tardío | Europa Occidental | España | 2° 57' 38.002" E | 39° 30' 42.21" N | Olóriz <i>et al.</i> (1995) | 1 |
| 77 B. temprano | Europa Occidental | España | 2° 57' 38.002" E | 39° 30' 42.21" N | Olóriz <i>et al.</i> (1995) | 1 |
| 78 V. temprano | Norteamérica | México | 103° 14' 28.734" W | 24° 59' 10.756" N | Omaña <i>et al.</i> (2017) | 7 |
| 79 T. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 10 |
| 80 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 4 |
| 81 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 8 |
| 82 T. tardío | Europa Central | Bulgaria | 23° 14' 0.701" E | 42° 51' 35.582" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 5 |
| 83 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 14' 0.701" E | 42° 51' 35.582" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 16 |
| 84 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 13' 31.501" E | 42° 51' 43.704" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 5 |
| 85 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 13' 32.779" E | 42° 51' 45.778" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 40 |
| 86 B. temprano | Europa Occidental | Crimea | 35° 22' 53.562" E | 45° 0' 8.096" N | Platonov <i>et al.</i> (2014) | 5 |
| 87 B. tardío | Caribe | Cuba | 84° 15' W | 23° 30' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 5 |
| 88 B. tardío | Caribe | Cuba | 85° 13' 12" W | 23° 48' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 10 |
| 89 Valanginiano | Caribe | Cuba | 85° 30' W | 23° 54' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 6 |

Tintinnopsella carpathica (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|----------------------|-----------|--------------------|-------------------|--------------------------------|---------|
| 90 V. temprano | Caribe | Cuba | 84° 15' W | 23° 30' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 14 |
| 91 T. tardío | Europa Oriental | Austria | 15° 47' 1.244" E | 48° 4' 22.08" N | Reháková <i>et al.</i> (2009) | 6 |
| 92 B. temprano | Europa Oriental | Austria | 15° 47' 1.244" E | 48° 4' 22.08" N | Reháková <i>et al.</i> (2009) | 15 |
| 93 T. tardío | Europa Occidental | España | 4° 16' 27.221" W | 37° 26' 26.858" N | Tavera <i>et al.</i> (1994) | 7 |
| 94 B. temprano | Europa Occidental | España | 4° 16' 27.221" W | 37° 26' 26.858" N | Tavera <i>et al.</i> (1994) | 14 |
| 95 B. tardío | África Noroccidental | Marruecos | 10° W | 33° 29' 24" N | Vincent <i>et al.</i> (1990) | 2 |
| 96 V. temprano | África Noroccidental | Marruecos | 10° W | 33° 29' 24" N | Vincent <i>et al.</i> (1990) | 3 |
| 97 V. tardío | África Noroccidental | Marruecos | 10° W | 33° 29' 24" N | Vincent <i>et al.</i> (1990) | 2 |
| 98 T. tardío | Europa Occidental | Francia | 6° 21' 27.371" E | 44° 56' 10.223" N | Wimbledon <i>et al.</i> (2013) | 3 |
| 99 B. temprano | Europa Occidental | Francia | 6° 21' 27.371" E | 44° 56' 10.223" N | Wimbledon <i>et al.</i> (2013) | 1 |
| 100 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 5 |
| 101 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 4 |
| 102 B. medio | Norteamérica | México | 100° 44' 13.859" W | 25° 37' 19.02" N | Zell <i>et al.</i> (2016) | 1 |
| 103 B. tardío | Norteamérica | México | 100° 44' 13.859" W | 25° 37' 19.02" N | Zell <i>et al.</i> (2016) | 1 |

Tintinnopsella longa

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|-------------------|--------|--------------------|-------------------|-----------------------------|---------|
| 1 B. temprano | Norteamérica | México | 99° 51' 5.558" W | 24° 44' 23.064" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 1 |
| 2 B. temprano | Norteamérica | México | 100° 55' 59.3" W | 24° 56' 6.166" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 1 |
| 3 B. temprano | Norteamérica | México | 101° 3' 22.399" W | 25° 2' 4.801" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 6 |
| 4 B. temprano | Norteamérica | México | 101° 16' 19.783" W | 25° 38' 53.167" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 2 |
| 5 V. temprano | Norteamérica | México | 103° 14' 28.734" W | 24° 59' 10.756" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 5 |
| 6 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 9 |
| 7 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 14 |
| 8 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 4 |
| 9 B. tardío | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 7 |
| 10 B. tardío | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 11 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 7 |
| 12 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 7 |

Tinninnopsella longa (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|-------------------|----------|-------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 13 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 4 |
| 14 V. temprano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 15 V. temprano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 3 |
| 16 B. tardío | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 5 |
| 17 V. temprano | Europa Central | Italia | 13° 0' 1.44" E | 37° 39' 37.44" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 2 |
| 18 V. temprano | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 7 |
| 19 B. tardío | Norteamérica | México | 100° 21' 25.56" W | 26° 38' 59.28" N | Ángeles-Villeda (2004) | 1 |
| 20 V. temprano | Norteamérica | México | 100° 21' 25.56" W | 26° 38' 59.28" N | Ángeles-Villeda (2004) | 1 |
| 21 B. tardío | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 2 |
| 22 V. temprano | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 1 |
| 23 B. tardío | Asia Occidental | Irán | 48° 44' 52.001" E | 37° 20' 19" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 10 |
| 24 V. temprano | Asia Occidental | Irán | 48° 44' 52.001" E | 37° 20' 19" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 8 |
| 25 B. tardío | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 3 |
| 26 V. temprano | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 8 |
| 27 B. tardío | Europa Central | Italia | 12° 9' 16.528" E | 46° 15' 41.112" N | Grün y Blau (1997) | 11 |
| 28 Berriasiano | Europa Central | Albania | 20° 6' E | 41° 58' 0.001" N | Kollmann y Peza (1997) | 1 |
| 29 B. medio | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 30 B. medio | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 31 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 7 |
| 32 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 3 |
| 33 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 7 |
| 34 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 57.408" E | 43° 32' 19.504" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 5 |
| 35 V. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 2 |
| 36 V. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 37 B. temprano | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 4 |
| 38 B. medio | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 4 |
| 39 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 2 |
| 40 B. tardío | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 1 |
| 41 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 25' 1.034" W | 19° 48' 48.794" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2017a) | 1 |
| 42 V. temprano | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder and Reháková (2004) | 1 |

Tintinnopsella longa (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|-------------------|----------|--------------------|-------------------|--------------------------------|---------|
| 43 Berriasiano | Europa Central | Polonia | 20° 42' 0.004" E | 49° 43' 0.001" N | Morycowa (1968) | 1 |
| 44 B. temprano | Europa Occidental | España | 2° 57' 38.002" E | 39° 30' 42.21" N | Olóriz <i>et al.</i> (1995) | 1 |
| 45 V. temprano | Norteamérica | México | 103° 14' 28.734" W | 24° 59' 10.756" N | Omaña <i>et al.</i> (2017) | 5 |
| 46 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 4 |
| 47 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 14' 0.701" E | 42° 51' 35.582" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 1 |
| 48 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 13' 32.779" E | 42° 51' 45.778" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 6 |
| 49 B. temprano | Europa Occidental | Crimea | 35° 22' 53.562" E | 45° 0' 8.096" N | Platonov <i>et al.</i> (2014) | 1 |
| 50 B. temprano | Europa Occidental | Crimea | 35° 22' 53.562" E | 45° 0' 8.096" N | Platonov <i>et al.</i> (2014) | 1 |
| 51 B. tardío | Caribe | Cuba | 84° 15' W | 23° 30' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 5 |
| 52 B. tardío | Caribe | Cuba | 85° 13' 12" W | 23° 48' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 10 |
| 53 Valanginiano | Caribe | Cuba | 85° 30' W | 23° 54' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 3 |
| 54 V. temprano | Caribe | Cuba | 84° 15' W | 23° 30' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 17 |
| 55 B. temprano | Europa Oriental | Austria | 15° 47' 1.244" E | 48° 4' 22.08" N | Reháková <i>et al.</i> (2009) | 7 |
| 56 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 2 |
| 57 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 2 |

Tintinnopsella subacuta

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|---------------|----------------|----------|--------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 1 V. temprano | Norteamérica | México | 103° 14' 28.734" W | 24° 59' 10.756" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 5 |
| 2 B. tardío | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 2 |
| 3 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 9 |
| 4 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 7 |
| 5 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 6 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 57.408" E | 43° 32' 19.504" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 6 |
| 7 V. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 7 |
| 8 V. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 57.408" E | 43° 32' 19.504" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 9 B. tardío | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 1 |
| 10 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 25' 1.034" W | 19° 48' 48.794" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2017a) | 1 |

Tintinnopsella subacuta (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|----------------|----------------|----------|--------------------|-------------------|------------------------------|---------|
| 11 B. medio | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder y Reháková (2004) | 1 |
| 12 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 2 |
| 13 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 14' 0.701" E | 42° 51' 35.582" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 1 |
| 14 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 13' 32.779" E | 42° 51' 45.778" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 1 |
| 15 V. temprano | Norteamérica | México | 103° 14' 28.734" W | 24° 59' 10.756" N | Omaña <i>et al.</i> (2017) | 2 |
| 16 B. medio | Norteamérica | México | 100° 44' 13.859" W | 25° 37' 19.02" N | Zell <i>et al.</i> (2016) | 1 |
| 17 B. tardío | Norteamérica | México | 100° 44' 13.859" W | 25° 37' 19.02" N | Zell <i>et al.</i> (2016) | 1 |

Remaniella cadischiana

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|----------------|-------------------|----------|-------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 1 B. temprano | Norteamérica | México | 101° 3' 22.399" W | 25° 2' 4.801" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 1 |
| 2 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 8 |
| 3 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 10 |
| 4 B. tardío | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 7 |
| 5 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 7 |
| 6 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 6 |
| 7 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 1 |
| 8 V. temprano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 9 V. temprano | Europa Occidental | España | 1° 53' 31.999" W | 38° 5' 35.002" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 1 |
| 10 B. medio | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 10 |
| 11 B. tardío | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 2 |
| 12 B. tardío | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 3 |
| 13 B. tardío | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 3 |
| 14 V. temprano | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 2 |
| 15 Berriasiano | Europa Central | Albania | 20° 6' E | 41° 58' 0.001" N | Kollmann y Peza (1997) | 1 |
| 16 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 57' 18.49" E | 43° 31' 52.115" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 1 |
| 17 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 57' 18.49" E | 43° 31' 52.115" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 5 |
| 18 B. tardío | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 1 |
| 19 B. medio | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder and Reháková (2004) | 3 |
| 20 B. tardío | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder and Reháková (2004) | 1 |

Remaniella cadischiana (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|----------------------|-----------|--------------------|-------------------|--------------------------------|---------|
| 21 B. temprano | Europa Occidental | España | 2° 57' 38.002" E | 39° 30' 42.21" N | Olóriz <i>et al.</i> (1995) | 1 |
| 22 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 3 |
| 23 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 14' 0.701" E | 42° 51' 35.582" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 2 |
| 24 B. tardío | Caribe | Cuba | 85° 13' 12" W | 23° 48' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 5 |
| 25 Valanginiano | Caribe | Cuba | 85° 30' W | 23° 54' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 2 |
| 26 V. temprano | Caribe | Cuba | 84° 15' W | 23° 30' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 12 |
| 27 B. temprano | Asia Occidental | Omán | 57° 12' 52.308" E | 23° 18' 24.235" N | Rousseau <i>et al.</i> (2005) | 1 |
| 28 B. tardío | África Noroccidental | Marruecos | 10° W | 33° 29' 24" N | Vincent <i>et al.</i> (1980) | 1 |
| 29 V. temprano | África Noroccidental | Marruecos | 10° W | 33° 29' 24" N | Vincent <i>et al.</i> (1980) | 5 |
| 30 V. tardío | África Noroccidental | Marruecos | 10° W | 33° 29' 24" N | Vincent <i>et al.</i> (1980) | 1 |
| 31 B. tardío | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 3 |
| 32 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 4 |
| 33 B. tardío | Norteamérica | México | 100° 44' 13.859" W | 25° 37' 19.02" N | Zell <i>et al.</i> (2016) | 1 |

Remaniella catalanoi

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|----------------|-------------------|---------|------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 1 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 2 Berriasiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 3 B. tardío | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 4 B. temprano | Europa Central | Italia | 13° 0' 1.44" E | 37° 39' 37.44" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 3 |
| 5 B. temprano | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 4 |
| 6 B. medio | Europa Central | Italia | 12° 49' 26.76" E | 38° 3' 53.831" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 2 |
| 7 B. temprano | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 2 |
| 8 B. tardío | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 1 |
| 9 B. tardío | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 1 |
| 10 T. tardío | Europa Central | Italia | 12° 9' 16.528" E | 46° 15' 41.112" N | Grün y Blau (1997) | 2 |
| 11 B. temprano | Europa Central | Italia | 12° 9' 16.528" E | 46° 15' 41.112" N | Grün y Blau (1997) | 3 |
| 12 B. temprano | Norteamérica | México | 97° 24' 36" W | 20° 0' 36" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013a) | 5 |

Remaniella catalanoi (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|----------------|-----------------|----------|-------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 13 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 25' 1.034" W | 19° 48' 48.794" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2017a) | 1 |
| 14 B. temprano | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder and Reháková (2004) | 3 |
| 15 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 1 |
| 16 B. tardío | Europa Central | Bulgaria | 22° 52' 14.776" E | 43° 10' 53.177" N | Petrova <i>et al.</i> (2012) | 1 |
| 17 B. temprano | Europa Central | Bulgaria | 23° 14' 0.701" E | 42° 51' 35.582" N | Petrova <i>et al.</i> (2017) | 1 |
| 18 B. temprano | Europa Oriental | Austria | 15° 47' 1.244" E | 48° 4' 22.08" N | Reháková <i>et al.</i> (2009) | 13 |

Calpionellites darderi

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|-----------------|-------------------|----------|--------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|
| 1 V. temprano | Norteamérica | México | 103° 14' 28.734" W | 24° 59' 10.756" N | Adatte <i>et al.</i> (1991) | 8 |
| 2 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 58.993" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 7 |
| 3 Valanginiano | Europa Occidental | España | 1° 48' 45" W | 38° 4' 4.994" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 8 |
| 4 V. temprano | Europa Occidental | España | 1° 48' 38.999" W | 38° 3' 59" N | Aguado <i>et al.</i> (2000) | 5 |
| 5 V. temprano | Europa Central | Italia | 13° 0' 1.44" E | 37° 39' 37.44" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 18 |
| 6 V. tardío | Europa Central | Italia | 13° 0' 1.44" E | 37° 39' 37.44" N | Andreini <i>et al.</i> (2007) | 2 |
| 7 V. temprano | Europa Oriental | Turquía | 31° 29' 38.58" E | 39° 51' 58.68" N | Atasoy <i>et al.</i> (2018) | 1 |
| 8 V. temprano | Asia Occidental | Irán | 48° 44' 52.001" E | 37° 20' 19" N | Benzaggagh <i>et al.</i> (2012) | 5 |
| 9 V. temprano | Norteamérica | México | 98° 7' 37.099" W | 20° 24' 10.469" N | Este trabajo | 5 |
| 10 V. temprano | Europa Central | Italia | 12° 9' 16.528" E | 46° 15' 41.112" N | Grün y Blau (1997) | 1 |
| 11 Valanginiano | Europa Central | Albania | 20° 6' E | 41° 58' 0.001" N | Kollmann y Peza (1997) | 1 |
| 12 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 59' 20.461" E | 43° 6' 33.17" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 7 |
| 13 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 9.535" E | 43° 30' 46.742" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 2 |
| 14 V. temprano | Europa Central | Bulgaria | 22° 56' 57.408" E | 43° 32' 19.504" N | Lakova <i>et al.</i> (1999) | 6 |
| 15 V. temprano | Caribe | Cuba | 83° 45' 19.105" W | 22° 36' 0.252" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2013b) | 1 |
| 16 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 25' 1.034" W | 19° 48' 48.794" N | López-Martínez <i>et al.</i> (2017a) | 1 |
| 17 V. temprano | Europa Central | Austria | 14° 21' 10.001" E | 47° 54' 32.004" N | Lukeneder and Reháková (2004) | 3 |
| 18 Berriasiano | Europa Central | Polonia | 20° 42' 0.004" E | 49° 43' 0.001" N | Morycowa (1968) | 1 |
| 19 V. temprano | Caribe | Cuba | 83° 45' W | 22° 40' 0.005" N | Myczynski (1989) | 1 |
| 20 V. temprano | Norteamérica | México | 103° 14' 28.734" W | 24° 59' 10.756" N | Omaña <i>et al.</i> (2017) | 9 |

Calpionellites darderi (continuación)

| Edad | Región | País | Longitud | Latitud | Fuente | Conteos |
|----------------|----------------------|-----------|-------------------|------------------|--------------------------------|---------|
| 21 V. temprano | Caribe | Cuba | 84° 15' W | 23° 30' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 10 |
| 22 V. temprano | Caribe | Cuba | 85° 13' 12" W | 23° 48' N | Prémoli-Silva y McNulty (1984) | 1 |
| 23 V. temprano | África Noroccidental | Marruecos | 10 W | 33° 29' 24" N | Vincent <i>et al.</i> (1990) | 3 |
| 22 V. temprano | Norteamérica | México | 97° 32' 12.718" W | 17° 4' 17.976" N | Zell <i>et al.</i> (2015) | 2 |