



# **UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**Microfacies y geoquímica isotópica de la transición Jurásico/Cretácico  
en las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior. Mazatepec, Puebla.**

TESIS

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

PRESENTA

**Hugo Enrique Salgado Garrido**

TUTOR

**Dr. Rafael Antonio López Martínez**

**Instituto de Geología, UNAM.**

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

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

Dr. Francisco Sour Tovar, Facultad de Ciencias, UNAM

Dr. Gilberto Silva Romo, Facultad de Ingeniería, UNAM

Dr. Sergey Sedov, Instituto de Geología, UNAM

Ciudad de México, Febrero 2017



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.

Ciudad de México a 9 de Febrero del 2017

Declaratoria de Integridad y honestidad académica

**PRESENTE**

Por medio de la presente declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Atentamente

A handwritten signature in blue ink, consisting of stylized initials and a surname, positioned above a horizontal line.

---

Hugo Enrique Salgado Garrido

## **Dedicatoria**

*A mis papás que siempre me apoyaron y que siempre estarán: Hugo Salgado Tenorio y Lourdes V. Garrido Lozano.*

*A mi hermana B. Alhelí que llena de alegría mis días.*

*A mi familia que siempre está al pendiente y a la orden de mi hermana y de mí.*

*A mis hermanos y familia de aventura que sin ellos esta viaje no sería el mismo Jon, Ulises, Su Ram, Angie, Biko, Lencho, Rafa López 1 y Rafa López 2, León, Salvador.*

*A Angy por estar apoyándome durante esta etapa.*

*A Mawa*

## **Agradecimientos**

- A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geología y al Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- Al programa de becas para estudios de posgrado CONACYT
- Al programa de becas para la titulación del Instituto de Geología
- Al proyecto PAPIIT IA101616
- Al proyecto National Geographic Society W418-15
- A los miembros del jurado que revisaron e hicieron aportaciones al trabajo:

Dr. Rafael Antonio López Martínez

Dr. Blanca Estela Buitrón

Dr. Francisco Sour Tovar

Dr. Gilberto Silva Romo

Dr. Sergey Sedov

A mi familia y amigos que nunca han dejado de apoyarme en los momentos que se han atravesado durante este trayecto.

A los compañeros del Instituto de Geología y Centro de Geociencias; en especial al grupo de trabajo que se está formando con el Dr. Rafael López, Salvador, Inge Luna , Roger.

## Conntenido

Índice de figuras

Resumen

Abstract

1. Introducción	1
1.1.- Antecedentes	3
1.2.- Límite Jurásico/Cretácico a nivel mundial	5
1.3.- Límite Jurásico/Cretácico en México	8
1.4 Geología del área	11
1.4.1 Sierra Madre Oriental	11
1.4.2 Sierra Norte de Puebla	11
1.4.3 Sección Apulco	12
1.5 Planteamiento del Problema	14
1.6 Justificación	14
1.7 Objetivo general	15
1.8 Objetivos particulares	15
1.9 Materiales y métodos	16
1.9.1 Geoquímica isotópica	16
1.9.2 Análisis de Microfacies	20
1.10 Marco teórico	21
1.10.1 Análisis de Microfacies	21
1.10.2 Geoquímica Isotópica	24
1.10.2.1 Conceptos generales	24
1.10.2.2 Oxígeno	26
1.10.2.3 Carbono	30
2.-Estratigrafía de la sección Apulco	34
2.1 Trabajo de campo	34
2.2 Formación Pimienta	34
2.3 Formación Tamaulipas Inferior	37
2.4 Formaciones laterales correlacionables	38
2.4.1 Formación La Casita	39
2.4.2 Formación La Caja	40
2.4.3 Formación Taraises	40
2.5 Litoestratigrafía de la sección Apulco	40
3. Análisis de microfacies	42
3.1 Trabajo de laboratorio	42
3.2 Microfacies en la sección Apulco	42
3.2.1 Asociación SMF 2 Rad-A (Plataforma externa)	43
3.2.2 Asociación SMF 3 Rad-I (Cuenca de aguas profundas)	44
3.2.3 Asociación SMF 2 Rad-B (Plataforma externa)	46
3.2.4 Asociación SMF 3 Rad-II (Cuenca de aguas profundas)	46
3.2.5 Asociación SMF 2 Rad-C (Plataforma externa)	47
3.2.6 Asociación SMF 3 Rad-III (Cuenca de aguas profundas)	47
3.2.7 Asociación SMF 2 Rad-biotur (Plataforma externa)	48
3.2.8 Asociación SMF 3 Calp-I (Cuenca de aguas profundas)	49
3.2.9 Asociación SMF 10 Calp (Plataforma externa)	51
3.2.10 Asociación SMF 5 Calp (Talud)	52
3.3 Análisis de microfacies y paleoambientes	53
4. Isótopos estables	60

4.1 Oxígeno	60
4.2 Carbono	61
5. Discusión	62
5.1 Asociaciones de las microfacies de la transición J/K	62
6. Conclusiones	73
7. Referencias bibliográficas	75
8. Anexo uno. Información petrográfica de las láminas delgadas	86

## Índice de figuras

Figura 1. Mapa de las subprovincias de la Sierra Madre Oriental, localización de área de estudio.....	12
Figura 2. Mapa de ubicación de la sección Apulco.....	13
Figura 3. Sección Apulco, al margen del río del mismo nombre. Imagen que muestra los cambios en el nivel de cauce del Río Apulco, en temporada de lluvias y temporada de estiaje.....	14
Figura 4. Análisis estadístico que demuestra la baja correlación entre el C y el O.....	18
Figura 5. Análisis estadístico con un $R^2$ menor al retirar muestras con presencia de alteración diagenética.....	19
Figura 6. Clasificación textural de Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971).....	22
Figura 7. Zonas de facies estándar, para una plataforma bordeada, modelo de Wilson (1975); modificado Flugüel (2010).....	23
Figura 8. Diagrama que ilustra los procesos primarios relacionados al cambio en el $\delta^{18}\text{O}$ modificado de Lachniet (2009).....	28
Figura 9. Mapa de los cambios en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en los océanos del mundo tomado de LeGrande y Schmidt (2006).....	29
Figura 10. Histograma que muestra los valores de los metabolismos de plantas C3 y C4, modificado de Hoefs (2009).....	32
Figura 11. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los principales reservorios de carbono, modificado de Hoefs (2009).....	33
Figura 12. Características de la Fm. Pimienta en la sección Apulco.....	35
Figura 13. Características de la Fm. Tamauilpas Inferior en la sección Apulco.....	38

Figura 14. Correlación estratigráfica de las formaciones correspondientes del Jurásico Superior y Cretácico Inferior (modificado de Adatte <i>et al.</i> , 1996).....	39
Figura 15. Estratigrafía de la sección Apulco.....	41
Figura 16. Características microfaciales de la asociación SMF 2 Rad-A.....	44
Figura 17. Características microfaciales de la asociación SMF 3 Rad-I.....	45
Figura 18. Características microfaciales de la asociación SMF 3 Rad-III y coloración de la roca caliza.....	48
Figura 19. Características microfaciales de la asociación SMF 2 Rad-biotur.....	49
Figura 20. Características microfaciales de la asociación SMF 3 Calp-I y localización en la sección Apulco del límite J/K ubicado a partir de la bioestratigrafía de López-Martínez <i>et al.</i> (2013).....	50
Figura 21. Características microfaciales de la asociación SMF 10 Calp asociadas a calizas color gris claro.....	51
Figura 22. Características microfaciales de la asociación SMF 5 Calp.....	52
Figura 23. Columna estratigráfica y asociaciones de facies de la sección Apulco.....	59
Figura 24. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ a través de la sección Apulco.....	60
Figura 25. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ a través de la sección Apulco.....	61
Figura 26. Estratigrafía de la sección Apulco, correlacionando con eventos de cambios en el nivel relativo medio del mar y cambios en el comportamiento isotópico $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ .....	63
Figura 27. Comparación de las FZ de la sección Apulco y sección Iturbide.....	64
Figura 28. Comparación de los valores isotópicos de la sección Apulco contra los valores isotópicos reportados por Adatte <i>et al.</i> (1996).....	70

## Resumen

Se presenta un estudio multidisciplinario con base en el análisis microfacies y geoquímica isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de la sección Apulco.

Se determinaron 10 cinturones de facies, en los cuales muestran las condiciones ambientales de cuenca profunda a talud a través de la sección. Se determinó la presencia de algunos eventos que correlacionan con eventos de cambios en el nivel relativo medio del mar, (eventos III y V) identificados como regresiones, lo cuales representan un límite de secuencia menor a los 147.6 ma y un límite de secuencia mayor identificado por debajo del límite J/K a los 146.2 ma, mismos que han sido registrados por otros autores en secciones en México y otras partes del mundo.

El mayor cambio entre los aloquímicos esqueléticos se presenta en el límite J/K es registrado a partir de la identificación de facies ricas en radiolarios que cambian a un ensamble de organismos carbonatados (calpionélidos). Este cambio puede ser atribuido al establecimiento de una clara conexión entre la Cuenca Tampico-Misantla y el Tetis Mediterráneo.

Durante el Titoniano una gran cantidad materia orgánica y detritos fueron transportados a la cuenca favoreciendo la presencia de organismos silíceos. Por otro lado, las condiciones dentro de la cuenca permitieron la preservación de una gran cantidad de materia orgánica por una deficiencia en la cantidad de oxígeno en la interfaz agua-sedimento. Mientras que el cambio ambiental durante el Berriasiano considera condiciones ambientales con una menor humedad y meteorización química que reduce el transporte de materia orgánica en los sedimentos.

El cambio faunístico a través del límite Jurásico/Cretácico refleja diferentes condiciones fisicoquímicas del agua. Este evento es correlacionado con un cambio en el  $\delta^{13}\text{C}$ , el cual pasa de valores -1.5 y -0.5 ‰ durante el Titoniano hacia valores cercanos a 1.0‰ dentro del Berriasiano, mientras que los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  podrían estar reflejando la conexión del Tetis al presentarse un ligero cambio en el  $\delta^{18}\text{O}$  pasando de valores más negativos hacia valores más positivos, sin embargo, la utilización del  $\delta^{18}\text{O}$  necesita la realización de otros análisis que determinen su viabilidad.

## Abstract

The multidisciplinary study presented herein is based on the microfacies analysis and isotopic geochemistry of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of the Apulco section.

Facies were classified in ten belts, showing deep basinal– slope depositional environment throughout the section. Some events correlated with the relative mean sea level changes (events III y V) were identified as regressions, representing a minor cycle boundary at 147.6ma and a major cycle boundary at 146.2ma below the J/K boundary. These limits had been recorded by other authors in Mexico and around the world.

A major change in the allochemical composition was recorded in the frame of the Jurassic/Cretaceous boundary in which radiolarian facies change to a more calcareous calpionellid assemblage. This change can be attributed to the establishment of a clear connection between Tampico Misantla basin and Mediterranean Tethys.

During the Thitonian, a high amount of organic matter and debris were transported into the basin favoring the presence of siliceous organisms. In other hand, the disoxic conditions at the bottom allow the preservation of the organic matter. The environmental change during the Berriasian with less humidity and chemical weathering are reduces amount of organic matter in sediments.

The faunistic change in the frame of the Jurassic/Cretaceous boundary reflects different physicochemical conditions of the water. This event is correlated with a change in  $\delta^{13}\text{C}$  varying from -1.5 and -0.5 ‰ during Tithonian to positive values near of 1.0 ‰ in the Berriasian.  $\delta^{18}\text{O}$  values could reflect the connection of the Tethys due to variations from more negative to more positive values. Nonetheless the use of  $\delta^{18}\text{O}$  in studied section requires further analysis to determine its viability.

## 1. Introducción

El límite Jurásico/Cretácico (J/K) ha sido considerado como uno de los límites más problemáticos para el Mesozoico y quizás sea el intervalo que más complicaciones ha presentado desde el comienzo del estudio de la estratigrafía (Wimbledon, 2008, 2014; Pessagno *et al.*, 2009; Michalík, 2009; Michalík y Rehakóva, 2011; Zak *et al.*, 2011). Los resultados obtenidos hasta el momento han presentado dificultades para correlacionarse, lo que ha desencadenado en la carencia de homogenización y aceptación a nivel global manteniendo al límite J/K en controversia (Wimbledon, 2008; 2014).

Desde el punto de vista bioestratigráfico, que ha sido el principal enfoque en el que han tratado de caracterizar el límite J/K, se identifican dos principales problemas. El primero, las especies utilizadas para los reinos boreales y tetisianos presentan altas tasas de endemismos que dificultan su correlación (Michalík y Rehakóva, 2011). La segunda problemática consiste en que las especies de microfósiles y macrofósiles transgreden e invaden biozonas suprayacentes o subyacentes de sus límites establecidos en alguna otra parte del mundo, por lo que se sugiere que los resultados sean considerados de carácter regional (Wimbledon, 2008).

Para la determinación del límite J/K se han utilizado biomarcadores tales como amonites y calpionélidos principalmente, otros son dinoflagelados, bivalvos, radiolarios, (Pessagno *et al.*, 2009); registros palinológicos (Abbink *et al.*, 2001) registros magnetoestratigráficos (Housa *et al.*, 1999; Housa *et al.*, 2007), arcillas minerales (Adatte, *et al.*, 1994, 1996) y más recientemente herramientas como la quimioestratigrafía basada en la geoquímica de elementos mayores e isótopos estables (Weissert y Channell 1989; Weissert y Erba, 2004; McArthur *et al.*, 2007).

Dentro del marco de nuevos posibles marcadores, los trabajos de isótopos estables han permitido generar avances estratigráficos de gran relevancia, al fungir como marcadores quimioestratigráficos muy efectivos. Tal es el caso de las excursiones isotópicas del carbono, que se han utilizado para la localización de los eventos anóxicos a través del

Cretácico y que dichas excursiones representan cambios ambientales de gran escala (Jenkyns, 1980; Nuñez-Useche *et al.*, 2014).

Otro ejemplo, es la localización del límite existente entre el Paleoceno-Eoceno, a partir de una gran excursión negativa del carbono (Zachos *et al.*, 2001; Gingerich, 2006). Este límite también ha sido considerado como uno de los más problemáticos de esclarecer para la estratigrafía (Zachos *et al.*, 2001).

Por otro lado, uno de los mayores avances isotópicos son los registrados por los isótopos de oxígeno, generalmente utilizados como indicadores de temperatura y que son una herramienta fundamental para las reconstrucciones paleoambientales, incluyendo las estimaciones de volumen de los casquetes polares (Shackleton, 1986).

Particularmente en el caso del límite J/K, los trabajos isotópicos realizados son escasos a nivel mundial, aumentando la relevancia de estos registros para México que son casi inexistentes.

En el presente trabajo se realizó una caracterización de las facies de depósito presentes en la sección Apulco, así como la geoquímica de Carbono y Oxígeno para determinar los cambios paleoambientales y cambios en el nivel relativo medio del mar que aparecen en dicha sección. Este trabajo complementa el conocimiento que se tiene de este límite en México y sirve como primera guía en la quimioestratigrafía de este intervalo.

## 1.1 Antecedentes

El estudio sistemático del límite J/K se ha venido gestando desde finales del siglo XIX y principios del XX (Eguiluz *et al.*, 2012). El Sistema Cretácico, nombre propuesto para nombrar a las cretas de París y los nombres para los pisos Berriasiano y Titoniano provienen desde los orígenes del estudio y discusión de este tema. Sin embargo, la discusión sobre la definición puntual que existe entre los pisos Berriasiano y Titoniano se mantiene hasta la actualidad (Wimbledon, 2008; Eguiluz *et al.*, 2012).

La disertación sobre la definición, aprobación y uso extendido de los pisos Titoniano y Berriasiano va más allá de los alcances de este trabajo de investigación, no obstante es necesario recalcar que es un tema que no se ha concluido y que se encuentra abierto a debate, dichas discusiones son ampliamente desarrolladas en los trabajos de Cantú-Chapa (1967), Cope (2008) Wimbledon (2008) y Eguiluz *et al.* (2012). Por otra parte, Cope (2008) también presenta la discusión sobre el uso del término Volginiano como el análogo del Titoniano y Ryazianiano para el Berriasiano en las regiones Boreales, principalmente en las regiones más cercanas a Rusia.

Desde el punto de vista bioestratigráfico uno de los mayores avances sobre la discusión de este límite se dio en la resolución del simposio de Lyon-Neuchatel 1973, en el cual se acordó que el límite J/K a partir de la bioestratigrafía de amonites fuera la Zona *grandis-Jacobi* (Colloque sur la limite Jurassique-Crétace, 1975). Posteriormente se propuso que el límite se ubicara en la base de la Zona de *Berriasiella jacobi* (Enay y Geyssant, 1975), dicha zona se aprobó temporalmente, pero fue hasta 10 años después que se aceptó como practicable y es la zona que se mantiene hasta la fecha para la definición de este límite a partir de amonites (Hoedemaeker y Leereveld, 1995; Michalík y Reháková, 2011; Wimbledon *et al.*, 2011; Eguiluz *et al.*, 2012; López- Martínez *et al.*, 2013).

Otro grupo fósil que se ha utilizado como biomarcador del límite J/K han sido los calpionélidos, cuyo registro fósil inicia en el Titoniano Superior (Remane, 1986) y alcanza el Hauteriviano Superior (Grün y Blau, 1997), esta temporalidad favorece su uso como unos marcadores muy efectivos para este límite.

Los cambios en la historia evolutiva de la Familia Calpionellidae con las especies *Calpionella alpina* Lorenz y *Tintinnopsella carphatica* (Murgeanu y Filipescu) presentan cambios significativos a través de la transición Titoniano/Berresiano que han repercutido en los avances de la localización del límite (Remane, 1985).

A pesar de estas limitaciones, la aprobación del límite con base en *Calpionella alpina* Lorenz como inicio del Berriasiano se ha aceptado y mantenido principalmente en la zona que comprende el oeste europeo (Reháková y Michalik, 1997) y se ha extendido en otras regiones. Evidencia del uso de esta clasificación ha sido documentada en trabajos como Michalik *et al.* (2009) en la sección Brodno; Reháková *et al.* (2009) en la sección Nutzhof en Austria, López-Martínez *et al.* (2013) sección Apulco México y en los trabajos recopilatorios sobre la transición Jurásica-Cretácica (Reháková, 2000; Wimbledon, 2008, 2014; Michalik y Reháková, 2011) entre otros más.

Una de las mayores complicaciones para la utilización de los fósiles incluyendo a los calpionélidos como indicadores puntuales de este límite, se debe a que la aplicación de las actuales biozonaciones en los diversos trabajos presentan claramente un control regional y paleogeográfico (Wimbledon, 2008) y los intentos por realizar las correlaciones entre los reinos boreales y tetisianos para conseguir el esclarecimiento del límite J/K no han conseguido la aceptación total (Hoedemaeker, 1987; Wimbledon, 2008; Zak *et al.*, 2011; Dzyuba *et al.*, 2013).

No obstante, a pesar de las complicaciones el límite J/K se ha colocado en la base del Berriasiano y es una costumbre que persiste en la actualidad. Sin embargo, mientras la base del estratotipo del Berriasiano no esté asignada al inicio de una zona aceptada unánimemente, este límite seguirá indefinido (Eguiluz *et al.*, 2012).

## 1.2 Límite Jurásico/ Cretácico a nivel mundial

Actualmente el estudio de la transición Titoniano/Berriasiano no se centra únicamente en la localización del límite J/K, pretende entender como ha sido la evolución de las diversas cuencas en las cuales se han depositado las secuencias sedimentarias y para ello es fundamental la integración de datos sedimentarios, tectónicos y climáticos para tener una aproximación de los factores que controlaron dichos depósitos (Eguiluz, 2011).

Una de las herramientas actuales que más información nos brindan sobre datos sedimentarios y climáticos son los análisis geoquímicos. Aunque existe una gran cantidad de investigaciones con base en análisis geoquímicos enfocados al Cretácico Inferior, la mayoría de estos trabajos han centrado su atención en los eventos oceánicos anóxicos, debido a que representan grandes transformaciones en la historia del planeta, presentando algunos de los episodios de cambio climático más importantes a partir de perturbaciones en el ciclo del carbono (Nuñez-Useche *et al.*, 2014).

Pese a que se han observado tendencias del comportamiento isotópico del Cretácico Inferior, solo algunos trabajos han centrado su investigación sobre sucesiones tetisianas o boreales evaluando las variaciones del comportamiento isotópico del carbono enfocadas al límite Jurásico Superior-Cretácico Inferior (e.g. Weissert y Channell, 1989 y Weissert y Mohr, 1996, Zak *et al.*, 2011, Dzyuba *et al.*, 2013 Zakharov *et al.*, 2014). No obstante, la limitación de trabajos, Zakharov *et al.* (2014) indican con base en los análisis de isótopos estables que la transición J/K es acompañada de cambios significativos en la paleoceanografía y los paleoambientes en el Reino del Tetis.

Para el Jurásico Superior, en secuencias pertenecientes a los Alpes de Europa, se han registrado excursiones isotópicas positivas en el Oxfordiano Superior con una amplitud de  $\delta^{13}\text{C}$  mayor a 1.0‰, en el Kimmeridgiano, otra de menor amplitud con un cambio menor de 1.0‰ en el  $\delta^{13}\text{C}$ , que contrastan con los valores más bajos que se presentan en la transición Titoniano/Berriasiano (Weissert y Mohr, 1996). Esto concuerda con el trabajo de Weissert y Channell (1989) en el cual se presentan los valores más bajos de Jurásico Tardío con un  $\delta^{13}\text{C}$  = 1.26‰.

Weissert *et al.* (1998) identifican tres excursiones positivas de  $\delta^{13}\text{C}$  de más de 1.5‰ en el Cretácico Inferior (Hauteriviano, Aptiano, Albiano) con amplitudes de tiempo mayores al millón de años. Dichas excursiones reflejan cambios del carbono entre el carbono orgánico y el carbono de los carbonatos, los cuales son disparados por cambios climáticos con episodios de intensificación del efecto invernadero que favorecen el incremento de la meteorización, erosión, tasas de escorrentía y una elevada transferencia de nutrientes de los continentes al océano (Weissert *et al.*, 1998).

Un aumento en el aporte de nutrientes se ve caracterizado por un incremento en la productividad marina reflejado en sedimentos ricos en organismos o materia orgánica (Weissert y Mohr, 1996), aunque no son los únicos mecanismos para preservar sedimentos ricos en materia orgánica.

Los registros isotópicos del Jurásico Tardío reflejan el comportamiento de los carbonatos ante un cambio climático; un excesivo enterramiento de carbono orgánico al mismo tiempo de una alta tasa de acumulación de carbonatos es disparado por condiciones climáticas tipo efecto invernadero con un modelo de precipitaciones controlado por el rompimiento de Pangea durante el Jurásico Tardío (Weissert y Mohr, 1996).

En regiones boreales, principalmente en la Plataforma Rusa (e.g. Price y Rogov, 2009; Wierzbowski y Rogov, 2011) han centrado su investigación en la caracterización de las condiciones ambientales presentes durante esta transición.

Trabajos en el Mar del Norte con palinomorfos, interpretan los cambios paleoambientales como consecuencia de la modificación paleogeográfica principalmente por la apertura del Atlántico, documentan una tendencia de incremento en la temperatura y aridización que alcanzan su máximo en el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano (Abbink *et al.*, 2001).

Price y Gröcke, (2002) utilizaron isótopos de C, O y Sr para su estudio en el Atlántico Sur, en el que identificaron una tendencia de climas más cálidos en el Oxfordiano, Kimmeridgiano con intervalos ligeramente más fríos a partir del Titoniano hasta el

Berriasiano con una tendencia del  $\delta^{13}\text{C}$  a presentar valores más negativos a través de la transición J/K.

Trabajos sobre belemnites en Rusia y Nueva Zelanda de Gröcke *et al.* (2003) identifican una tendencia a la baja en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y un incremento en la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  a través de Jurásico Tardío. Sus valores de  $\delta^{13}\text{C}$  localizan nuevamente una tendencia al decremento a partir del Oxfordiano medio, como ya lo habían documentado (Price y Gröcke, 2002; Weissert y Mohr, 1996 y Weissert *et al.*, 1998).

A la par de esta tendencia generalizada se localiza un ligero incremento del  $\delta^{13}\text{C}$  a través de la transición J/K, que puede sugerir que hay un mayor control de los reservorios de carbono sobre las condiciones ambientales locales o regionales y por último un control global (Gröcke *et al.*, 2003).

Zak *et al.* (2011) y Dzyuba *et al.* (2013) comparan registros isotópicos entre los reinos boreales y tetisianos para conseguir correlacionar el comportamiento isotópico y el registro bioestratigráfico con las condiciones ambientales. La principal característica en común de estos trabajos isotópicos, es el interés por entender el comportamiento paleoambiental y la relación con los diferentes indicadores o fósiles entre ambos reinos.

Un decremento en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  cercanos a 1.6‰ entre Oxfordiano y Kimmeridgiano alcanzando los valores más negativos -0.8‰ en la transición Volginiana/Berriasiana es asociada a un calentamiento gradual (Zak *et al.*, 2011).

Mientras que en secciones del Reino Boreal una excursión positiva de carbono para el Berriasiano Temprano es interpretada como un cambio en las tasas de enterramiento (Dzyuba *et al.*, 2013), estos últimos, consideran que el reconocimiento de esta ligera excursión podría usarse de marcador para correlacionar las sucesiones Panboreales y Tetisianas-Boreales.

### 1.3 Límite Jurásico/ Cretácico en México

El interés científico de caracterizar la transición Jurásico/Cretácico en México es de vital importancia debido a que su posición intermedia entre los reinos Boreal y Tetisiano le confieren una posición clave en los trabajos paleogeográficos (Adatte *et al.*, 1996)

Históricamente el límite entre el Jurásico/Cretácico es localizado al noreste de México, entre el contacto de las formaciones La Casita-Taraises (Adatte *et al.*, 1994; Adatte *et al.*, 1996; Ángeles-Villeda, 2004; Eguiluz *et al.*, 2012, López-Martínez *et al.*, 2015b). Otra región que ha captado el interés de esta transición se localiza en el centro-este de México, entre las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior (Cantú-Chapa, 1967, 1969, 1989, 1999, 2003; López-Caballero *et al.*, 2007; Villaseñor *et al.*, 2010; López-Martínez *et al.*, 2013). Es en esta región donde se desarrolla el actual trabajo de investigación de la sección Apulco.

De la misma manera que en Europa, los principales grupos fósiles con los que se identifican la cima del Jurásico y base del Cretácico son los amonites y calpionélidos, por ende, su estudio también se ha encontrado en grandes temas de discusión (Eguiluz *et al.*, 2012).

El estudio de las amonitas en rocas del Mesozoico comienza con Burckhardt (1930), seguido por los trabajos de Imlay (1939, 1943, 1953 y 1980), realizados principalmente en el noreste del país. Cantú-Chapa (1967) a partir de su estudio con amonitas, sugiere un nuevo sitio para la determinación del límite J/K en México, Mazatepec, Puebla entre las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior.

El análisis de calpionélidos y el micropaleontología comienza con las investigaciones de Bonet (1956), seguido por los trabajos de Trejo (1960, 1975, 1980) y Longoria (1977), dichos trabajos coinciden en la dificultad de reconocer a las faunas titonianas con las biozonaciones europeas. A pesar de las dificultades por las características regionales de las especies y las dificultades propias de las facies y microfacies, López-Martínez *et al.* (2013; 2015a, 2015b) determina que la utilización de las zonaciones europeas para calpionélidos son perfectamente reconocibles en México.

Con base en una serie de elementos nuevos como la micropaleontología y la curva de rayos gamma sumados a la disposición de amonites en la región centro-este de México, en la localidad de Mazatepec, se propone que la sección Mazatepec de Cantú Chapa (1967) pueda servir como estratotipo para la determinación del límite J/K a nivel mundial (Cantú-Chapa, 1989). Stinnesbeck *et al.* (1993) reevalúan esta propuesta a partir del estudio de calpionélidos y láminas delgadas determinando que la sección corresponde únicamente a la formación Tamaulipas Inferior y que no se localiza la biozona Crassicollaria indicativa del Titoniano Superior.

Adatte *et al.* (1994; 1996) realizan los primeros y únicos trabajos de isótopos estables enfocados en la transición J/K, que son complementados y apoyados análisis micropaleontológicos, de microfacies y de arcillas.

Un cambio en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en la parte superior de la Formación La Casita que alcanza los valores más ligeros de  $\delta^{18}\text{O}$  en las secciones estudiadas, Puerto Piñones, Iturbide, Sierra del Jabalí y San Pedro Gallo es localizado; mientras que sólo en las secciones Iturbide y Puerto Piñones se observaron los valores más ligeros  $\delta^{13}\text{C}$  y que asocian a litologías enriquecidas en materia orgánica hacia la base de las secciones (Adatte *et al.*, 1996). De igual manera documentan un incremento hacia valores más pesados de  $-8\text{‰}$  a  $1\text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}$  y de  $-8\text{‰}$  a  $-4\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  en la parte superior que denominan Zona B de calpionélidos, localizada encima de donde identificaron el límite J/K (Adatte *et al.*, 1996).

Este comportamiento de incremento en los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  mostrados en las secciones de Adatte *et al.* (1996) también se presentan en la curva de  $\delta^{13}\text{C}$  de Scholle y Arthur (1980) previo al límite J/K, presentando valores de 0 a  $0.5\text{‰}$  y un aumento a  $1.5\text{‰}$  en la parte correspondiente al Berriasiano.

Análisis geoquímicos en las lutitas de la Fm. Pimienta en Molango, con énfasis en las tierras raras para determinar proveniencia y meteorización química consideran que durante la formación de estas lutitas se presentan condiciones de moderadas a intensas de meteorización (Armstrong-Altrin *et al.*, 2013).

Más recientemente trabajos de bioestratigrafía de calpionélidos realizados por López-Martínez *et al.* (2013, 2015a, 2015b) documentan la transición J/K en la sección Apulco, en Mazatepec, Puebla, en la sección Iturbide Nuevo León y sección Tamazunchale, San Luis Potosí a partir de la identificación del apogeo de *Calpionella alpina*. A su vez análisis de microfacies y calpionélidos documentan un cambio litológico brusco y una discordancia paralela que determina la transición J/K que es asociada a cambios de nivel de mar (Eguiluz *et al.*, 2012).

Martínez-Yañez (2015) desde un enfoque petrolero y multidisciplinario divide a la Fm. Pimienta en tres miembros, siendo la unidad media la de mayor potencial para la obtención de yacimientos no convencionales y concluye que el ambiente de depósito de la Formación Pimienta presenta condiciones de mar abierto, con sedimentos previamente intemperizados y oxidados con grandes cantidades de materia orgánica que se depositaron en un ambiente marino anóxico.

## **1.4 Geología del área**

### **1.4.1 Sierra Madre Oriental**

La sección estudiada y muestreada forma parte de la Sierra Madre Oriental (SMO), en una zona de transición entre la SMO y la Faja Volcánica Transmexicana. La SMO es un cinturón montañoso que se extiende por más de 1,500 Km, con un ancho que ronda los 80 Km (Ramírez-Fernández y Jenchen, 2016). Su relieve es causado por la deformación de rocas mesozoicas y de su complejo basal, que fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el noroeste, formando pliegues y cabalgaduras (Eguiluz *et al.*, 2000), su deformación ha sido relacionada con los eventos de la orogenia Laramide y Sevier (Gray y Lawton, 2011).

La SMO en toda su extensión recorre hacia el norte internándose hacia la parte central de Coahuila y Chihuahua y limita hacia la región sur con la Faja Volcánica Transmexicana (Eguiluz *et al.*, 2000), es en esta zona de transición donde se encuentra la sección Apulco, perteneciente a la Sierra Norte de Puebla.

### **1.4.2 Sierra Norte de Puebla**

La Sierra Norte de Puebla (SNP) representa el extremo meridional de la provincia geológica y geomorfológica de la SMO (Lugo-Hupb *et al.*, 2005). La SNP es una de las varias subprovincias de la SMO y se encuentra definida por el dominio en la superficie por rocas sedimentarias jurásicas, donde actualmente presenta un clima húmedo tropical. Limita con dos grandes provincias geológicas-geomorfológicas que son el Eje Neovolcánico y la Planicie Costera del Golfo de México, se puede observar en el mapa de ubicación de la SNP, figura 1 (Lugo-Hupb *et al.*, 2005). Este complejo orográfico es caracterizado por profundas depresiones y numerosos escarpes, particularmente en materiales sedimentarios, con la presencia de fallas normales, con largos anticlinales separados por sinclinales más o menos fallados y se caracteriza por una alta disección influenciada en los cauces regionales destacando el Necaxa, San Marcos y Apulco (Borja-Baeza, 2012).

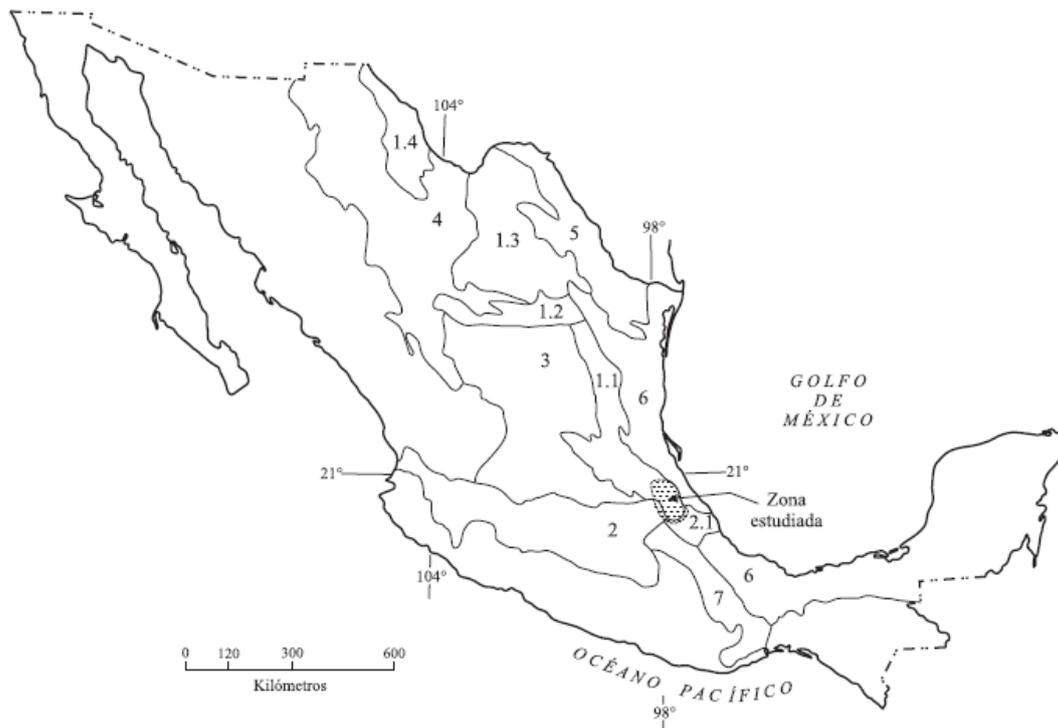


Figura 1. Mapa de las subprovincias de la Sierra Madre Oriental. Localización de la zona estudiada Sierra Norte de Puebla. 1.1: Sierra Alta; 1.2: Sierras Transversales; 1.3: Sierras y Bolsones menores de Coahuila; 1.4 Sierras Paralelas de Chihuahua, 2: Provincia del Eje Neovolcánico; 2.1: Subprovincia del margen oriental de pie de monte; 3: Mesa Central; 4: Sierras y Valles; 5: Planicie del Noreste, 6: Planicie Costera del Golfo de México, 7: Subprovincia de la Sierra Madre del Sur, Sierras Orientales de Oaxaca. Tomado de Lugo-Hubp (2005).

### 1.4.3 Sección Apulco

La sección Apulco está compuesta de rocas calizas de las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior abarcando desde el Titoniano Superior al Berriasiano Superior (López-Martínez *et al.*, 2013). La sección se ubica dentro de la zona montañosa perteneciente a la SMO y a su vez dentro de la SNP en el municipio de Tlatlauquitepec. A 40 km de este municipio se encuentra la localidad Mazatepec, cercana a esta localidad y enclavada a orillas del Río Apulco se localiza la Sección Apulco en las coordenadas 20° 0'55.28"N y 97°24'21.96"O , ver figura 2.

Generalmente los afloramientos en esta zona son de difícil acceso, debido al exceso de la cobertura vegetal (Villaseñor *et al.*, 2010), sin embargo, para la sección estudiada los mayores problemas son a causa del crecimiento del río Apulco y por la apertura de las

compuertas de la Hidroeléctrica de la CFE “Mazatepec”, debido a que la sección se encuentra por delante de dichas compuertas y que son abiertas con regularidad principalmente en temporada de altas precipitaciones; la sección puede llegar a cubrirse parcialmente, figura 3.

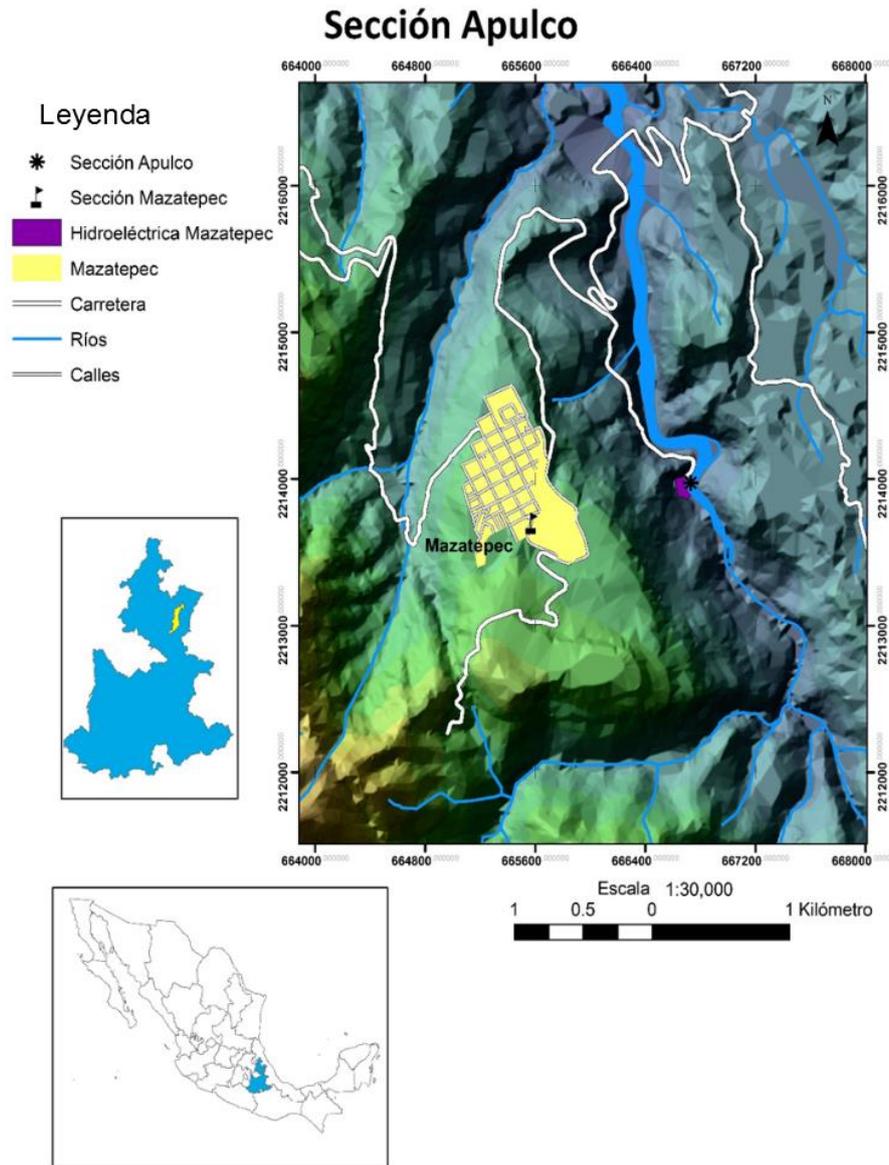


Figura 2. Mapa de ubicación de la sección Apulco.



Figura 3. Sección Apulco, al margen del río del mismo nombre. En la imagen se muestran los cambios en el nivel de cauce del Río Apulco, en temporada de lluvias y temporada de estiaje.

### 1.5 Planteamiento del Problema

López-Martínez *et al.* (2013) con base en la bioestratigrafía de calpionélidos establecen el límite J/K en la sección Apulco. Sin embargo, se desconocen las condiciones de depósito y la quimoestratigrafía ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) de las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior en este intervalo. Debido a esto, no se han podido esclarecer aspectos relevantes en la evolución de estas secuencias sedimentarias.

### 1.6 Justificación

La Formación Pimienta es la principal roca madre de los yacimientos petroleros localizados en la cuenca Tampico-Misantla (Martínez-Yañez, 2015). Algunos trabajos se han realizado para esclarecer las condiciones de depósito de esta formación y la evolución de estas hacia la formación suprayacente, Tamaulipas Inferior. No obstante, estos trabajos se centran en la localización del límite Jurásico/Cretácico y aspectos bioestratigráficos, dejándose a un lado las condiciones de depósito de esta.

Un análisis de microfacies y geoquímica isotópica de la secuencia, brindará información detallada sobre sus condiciones de depósito así como datos sobre el comportamiento del carbono en el sistema sedimentario; ayudando a realizar reconstrucciones

paleoambientales más detalladas que pueden ser usadas en futuras prospecciones petroleras.

### **1.7 Objetivo general**

Realizar una caracterización de la evolución de facies y ambientes de depósito de las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior en la sección Apulco a partir de un análisis de facies y quimioestratigrafía de sus rocas.

### **1.8 Objetivos particulares**

- Identificar las condiciones de depósito de las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior, a partir de un análisis de facies detallado de la sección Apulco.
  
- Identificar las condiciones paleoambientales que existieron durante el depósito de los sedimentos pertenecientes a la sección Apulco a partir un análisis quimioestratigráfico con base en el comportamiento de los isótopos estables de Carbono y Oxígeno.

## **1.9 Materiales y métodos**

### **1.9.1 Geoquímica isotópica**

Las variaciones isotópicas del Carbono y Oxígeno preservadas en las rocas carbonatadas pueden ser el reflejo de las condiciones ambientales que estuvieron presentes durante la formación de dichas rocas, sin embargo estos elementos químicos pueden ser en mayor o menor medida susceptibles a cambios por alteración diagenética durante la evolución de la roca a partir de su formación (Weissert y Channell, 1989), de ahí la importancia de seleccionar muestras de roca que no presenten evidencias de alteración diagenética visible. En la sección Apulco se recolectaron 24 muestras de roca para su posterior análisis isotópico de roca total, teniendo en cuenta que las muestras no presentaran signos de alteración diagenética visible ni restos de conchas.

Posteriormente se les realizó un micromuestreo con un taladro Dremel 4000 con fresas dentales. Para ello se ubicaron zonas dentro de cada una de las muestras de roca, en donde no se presentarán fragmentos de conchas de organismos, fracturas con recristalización o alguna evidencia diagenética para obtener la micromuestra.

Se obtuvo 1g de polvo de la roca correspondiente a carbonato de calcio y dicho material obtenido se guardó en tubos de microcentrífuga y para cada muestra de roca se realizó un duplicado del micromuestreo.

Las 24 micromuestras fueron enviadas al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM para la determinación de la abundancia isotópica de Carbono y Oxígeno.

Las determinaciones de la abundancia isotópica de las muestras se realizaron en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 25, con sistema dual de introducción de muestras adicionado con un equipo auxiliar denominado Gas Bench con automuestreador GC Pal, con plancha de aluminio de temperatura controlada acoplado al espectrómetro de masas (Révész y Landwehr, 2002).

Los resultados que se obtuvieron son expresados como  $\delta^{13}\text{C}$  PDB y  $\delta^{18}\text{O}$  PDB, fueron normalizados utilizando NBS-19, NBS-18 y LSVEC, a la escala VPDB de acuerdo con las correcciones descritas por Coplen (1988), Coplen *et al.* (2006) y Werner y Brand (2001). Para esta técnica se tiene una desviación estándar de 0.2 ‰ para Oxígeno y 0.2 ‰ para el Carbono (Pérez-Crespo *et al.*, 2013).

De las 24 muestras analizadas para isótopos estables, tras obtener los resultados de laboratorio, se decidió solo utilizar 22 datos obtenidos. Debido a que la muestra correspondiente al estrato 23 presentó un problema durante el proceso, por lo que no se obtuvo un resultado numérico y la muestra correspondiente al estrato 73 presentaba una gran variación en los valores isotópicos obtenidos.

El siguiente paso a considerar en el análisis geoquímico, es la validación de los valores obtenidos en el LUGIS, debido a que los valores obtenidos pueden ser el reflejo de algún evento diagenético a través de la secuencia. A partir de estos 22 valores isotópicos es necesario determinar el coeficiente de determinación o  $R^2$  para poder determinar si es posible su utilización o no dentro del trabajo de investigación, ya que es indispensable determinar si los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  no han sufrido alteración diagenética o sí presentan cierto grado de alteración que oscurezca las condiciones de depósito.

Para lo anterior, se realizó una prueba estadística para determinar que los factores que controlan el fraccionamiento isotópico en el elemento C y el control isotópico del O sean diferentes. Ya que, en caso contrario, indicaría que hay un factor que controla el comportamiento de los dos isótopos, lo cual estaría en contra del fraccionamiento natural de estos dos isótopos como se refiere en el marco teórico.

A partir del coeficiente de correlación de Pearson o  $R^2$ , el cual mide el grado de covariación lineal que existe entre el C y O, se obtuvo la magnitud de relación que presentan el C y O. El grado de correlación se expresa con un número comprendido entre -1 y 1 que se conoce como el coeficiente de correlación.

En este caso, las variables son los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , y el valor de  $R^2$  obtenido para la correlación entre los 22 valores isotópicos es de  $R^2=0.338$ , figura 4.

Este  $R^2$ , indica que hay una baja correlación entre las dos variables y que por lo tanto podemos utilizar los valores isotópicos.

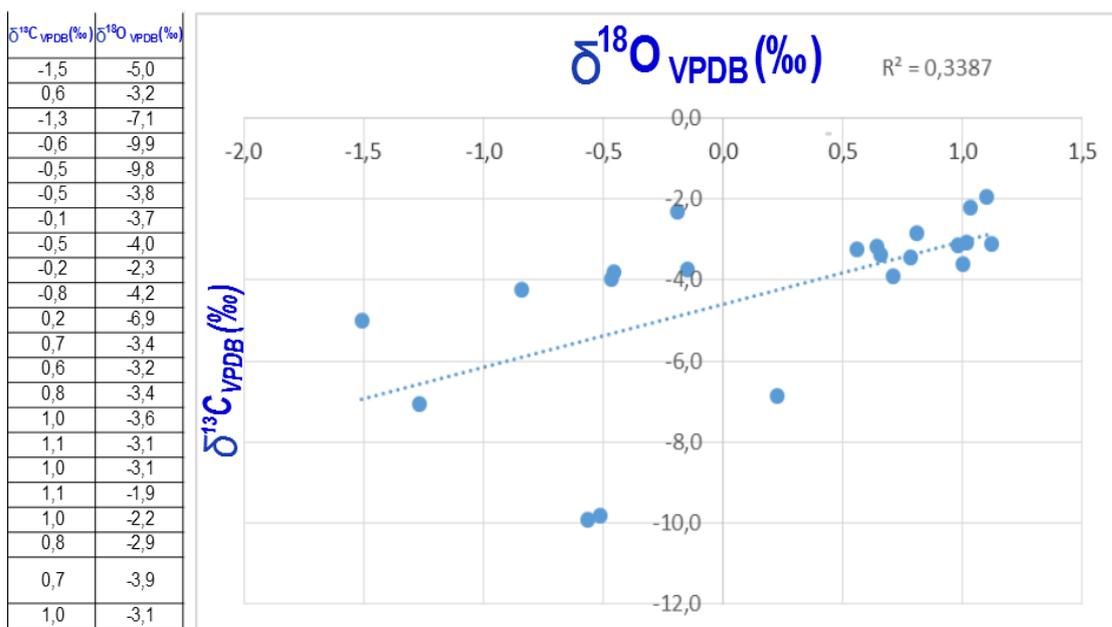


Figura 4. Análisis estadístico que muestra la  $R^2 = 0.338$  lo que indica la baja correlación entre el C y el O.

A pesar de que se obtuvieron las muestras de roca fresca, alejadas de zonas de fracturas, lejos de las testas de organismos y sin elementos claros de recristalización, los cambios isotópicos tan amplios que se presentan en la base de la sección, sugiere que puede haber una alteración diagenética controlando el comportamiento isotópico, lo cual también es mostrado en la base de la sección por las microfacies, evidenciado por la presencia de dolomitización.

Al observar este comportamiento isotópico de las muestras, se decidió explorar el comportamiento de las variaciones que se presentan en los coeficientes de determinación al retirar algunas muestras isotópicas.

Se retiraron los primeros 5 valores isotópicos, que corresponden al intervalo donde hay presencia en mayor o menor grado de dolomitización en las láminas.

Por lo tanto, se realizaron dos pruebas de correlación de Pearson.

Al utilizar sólo 18 valores isotópicos se obtuvo una  $R^2=0.1539$ , ver figura 5. Una  $R^2$  con valores más lejanos a 0 nos sugiere que los procesos que controlan el fraccionamiento isotópico en la base de la sección Apulco pueden estar más relacionados o pueden tener un control dependiente de la dolomitización y que conforme nos alejamos de la base, su influencia deja de tener relación.

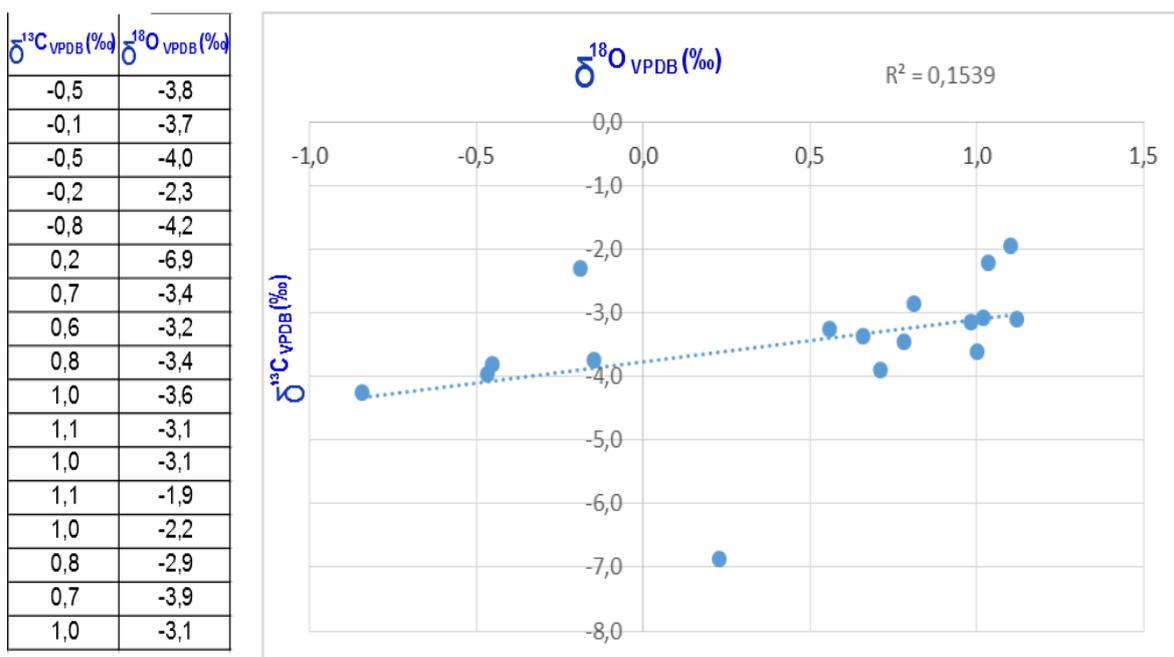


Figura 5. Análisis estadístico que muestra un  $R^2=0.1539$  con un menor número de muestras. Dichas muestras son las que pueden presentar un mayor grado de alteración diagenética y corresponden a las 5 muestras de la base.

Aunque hay cierto grado de alteración diagenética en la base de la sección, el valor de la  $R^2=0.338$  con todos los valores isotópicos no es mala, por lo que para este trabajo se decidió utilizar el total de los valores isotópicos dejando para otro proyecto de investigación el grado de alteración diagenética que se presenta en la sección, ya que

son necesarias otras herramientas para determinar con mayor exactitud el grado de alteración diagenética presente en las muestras.

### **1.9.2 Análisis de Microfacies**

Se realizó un análisis de 99 láminas delgadas pertenecientes a la sección Apulco, éstas láminas delgadas fueron realizadas y revisadas previamente por López-Martínez *et al.* (2013) para su trabajo bioestratigráfico donde propone la transición J/K en la sección Apulco.

El análisis de las microfacies de las láminas delgadas del actual trabajo fue realizado en un microscopio petrográfico dentro del Laboratorio de Microscopios Francisco J. Fabregat en el Instituto de Geología de la UNAM. Para ello se revisó el contenido aloquímico incluyendo los granos esqueléticos y no esqueléticos encontrados en cada lámina y para la clasificación de las rocas se utilizó la clasificación de Dunham (1962) modificada por Embry Klován (1971). Mientras que las microfacies estándar se clasificaron teniendo en cuenta los criterios establecidos por Flugüel (2010) y estas microfacies estándar se ubicaron en los cinturones estándar de facies de Wilson (1975).

## **1.10 Marco teórico**

### **1.10.1 Análisis de Microfacies**

El objetivo principal de las microfacies es el reconocimiento de los modelos que reflejen la historia de las rocas carbonatadas (Flugüel, 2010) para ello es importante el estudio petrográfico con el cual podemos observar la composición y textura de la roca.

El actual concepto de las microfacies considera como: “el total de los datos sedimentológicos y paleontológicos que pueden ser descritos y clasificados a partir de secciones, muestras de roca o láminas delgadas” (Flugüel, 2010). Para obtener un análisis de microfacies exitoso, es necesario incluir como prerrequisito un buen trabajo de campo y un perfil para poder asegurar el éxito de la investigación (Flugüel, 2010).

Por lo tanto, para el desarrollo de este trabajo, se debe observar la litología, textura, color de la roca, estratificación, estructuras sedimentarias, estructuras biogénicas y fósiles presentes; dichas características pueden ser revisadas en (Flugüel, 2010 y Boggs, 2006).

Para poder determinar la textura de las rocas carbonatadas es necesario utilizar a clasificación de Dunham, la cual se basa en la caracterización de la estructura soportada de las rocas o sedimentos; si los granos que la componen se encuentran en contacto se considera una roca grano-soportada, por el contrario, si los granos se encuentran flotando en lodo, la roca se denomina lodo-soportada; a estas características se conocen como textura depositacional reconocible (Dunham, 1962). Los porcentajes relativos de granos y lodo, se utilizan para generar los cuatro nombres de roca principales: mudstone, wackestone, packstone y grainstone (Dunham, 1962). Embry y Klován (1971) modifican la clasificación de Dunham y generan 5 nuevas subdivisiones, principalmente en el tipo de depósitos esqueletales y su forma orgánica, figura 6.

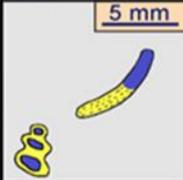
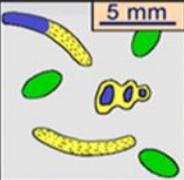
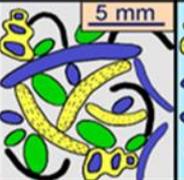
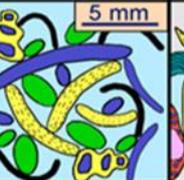
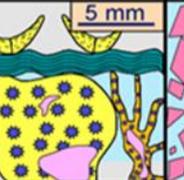
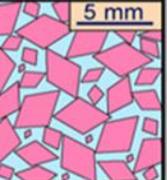
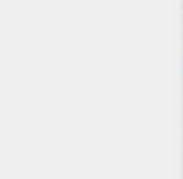
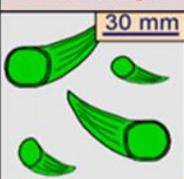
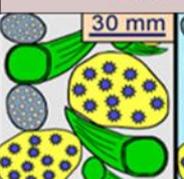
Textura deposicional reconocible					Textura deposicional no reconocible
Componentes originales no unidos durante depositación			Carencia de lodo y grano soportado	Componentes orgánicamente unidos durante el depósito	
Contenido de lodo calcáreo tamaño limo fino y arcilla		Grano soportado			
Lodo soportado <10 % de granos	> 10% de granos				
<b>Mudstone</b>	<b>Wackestone</b>	<b>Packstone</b>	<b>Grainstone</b>	<b>Boundstone</b>	<b>Crystalline</b>
					
<b>Floatstone</b> Granos largos	<b>Rudstone</b> Granos largos		<b>Framestone</b>	<b>Bindstone</b>	<b>Bafflestone</b>
					

Figura 6. Clasificación textural de Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971).

Por otro lado, la composición dependerá de los tipos de granos sedimentarios o partículas presentes en la textura, estos tipos de granos reciben el nombre de aloquímicos y pueden estar conformados por partículas esqueléticas y no esqueléticas.

Los aloquímicos no esqueléticos pueden ser: granos revestidos o cubiertos, pellets o peloides, agregados granulares, intraclastos (autóctonos y alóctonos) y extraclastos. Mientras que los aloquímicos esqueléticos también llamados bioclastos, están representados por restos, partes u organismos completos de: protistas, porífera, cnidarios, anélidos, braquiópodos, briozoarios, trilobites, ostrácodos, equinodermos, moluscos y algas calcáreas (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003). Dentro del grupo de los protistas hay dos principales tipos de organismos unicelulares cuyas testas varían composicionalmente, los calcáreos y los silíceos.

Los calcáreos, están representados por el nanoplácton calcáreo, calpeonélidos y colomélidos, calciesferas y foraminíferos, mientras que el grupo de los silíceos pertenecen los radiolarios, silicoflagelados y diatomeas (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003).

A partir del conocimiento de la composición y textura de la roca en láminas delgadas, es posible asignar el concepto de microfacies estándar (SMF por sus siglas en inglés), las cuales son microfacies específicas unificadas por distintos criterios y que presentan una descripción del control biológico y deposicional, que sugieren un complejo deposicional mayor (Wilson, 1975; Flugüel, 2010).

Con base en la utilización de las microfacies estándar (SMF) es posible establecer un modelo de facies estándar, el cual agrupará a las láminas delgadas con características similares, que representan y/o describen a alguna zona de facies estándar (FZ) del modelo de Wilson (1975) aplicado a un modelo de plataforma bordeada, figura 7 (Wilson, 1975; Flugüel, 2010).

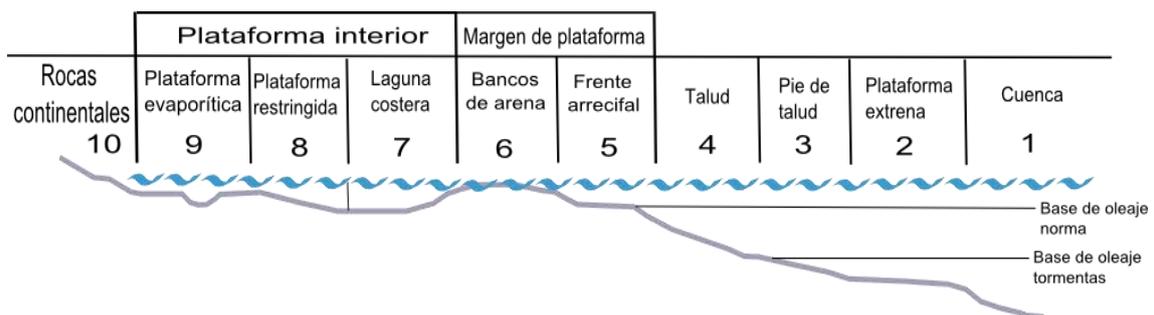


Figura 7. Zonas de facies estándar, para una plataforma bordeada, modelo de Wilson 1975; modificado Flugüel (2010).

Cada FZ presenta criterios sedimentológicos y paleontológicos característicos que agrupan diversas microfacies estándar (SMF) que representan un ambiente de depósito; actualmente se reconocen 26 SMF y son identificadas con base en una clave de determinación de las SMF presentada en Flugüel (2010). La agrupación de las SMF genera lo que se conoce como asociaciones de facies que a su vez corresponden a las zonas de facies (FZ) de Wilson (1975).

Los criterios por los cuales son separadas y/o agrupadas las SMF son: tipo de granos y asociación de granos, tipo de matriz, fábrica depositacional (e.g. gradación, laminación, retrabajo), grupos fósiles dominantes y tipos de texturas (Flugüel 2010).

Algunas dificultades en la utilización de las FZ para un modelo de plataforma bordeada son reconocidas, por lo que en algunos trabajos se propone un modelo de rampa, dicho modelo engloba la distribución de facies sin un cambio morfológico brusco en la orilla de la plataforma, desde la costa a la cuenca. Las rampas difieren de una plataforma bordeada por la ausencia del margen de plataforma y la localización de los depósitos de alta energía cerca de la línea de costa y no al margen de la plataforma (Flugüel 2010).

La utilización del modelo de Wilson (1975) de plataformas bordeadas en este trabajo, radica en que las facies del modelo de rampa se encuentran dentro del mismo. Ya que el modelo de rampa, fue concebido para algunas limitaciones del modelo de Wilson entre las FZ localizadas en el margen de plataforma (Flugüel, 2010), además de que las facies de cuenca para ambos modelos son las mismas.

## **1.10.2 Geoquímica Isotópica**

### **1.10.2.1 Conceptos generales**

Dentro del actual concepto de las microfacies, los estudios de geoquímica isotópica han generado grandes avances, lo que lleva a describir la segunda parte de la investigación de esta tesis, en la que se presenta el análisis de isótopos estables. Para ello es fundamental definir a los isótopos, que son átomos que en sus núcleos contienen el mismo número de protones, pero con diferente número de neutrones (Hoefs,2009).

Los isótopos pueden dividirse dentro de dos clases fundamentalmente, los estables y los inestables, siendo estas últimas especies radioactivas. Los procesos de decaimiento radioactivo son reacciones nucleares espontáneas que se caracterizan por la emisión de radiación  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ . El decaimiento radioactivo es uno de los procesos que produce variaciones en la abundancia de isotopos (Hoefs, 2009).

El término de estables, es relativo, debido a que depende de los límites de detección del tiempo de decaimiento radioactivo; las estabildades de los núclidos se rigen por reglas importantes, de las cuales dependen la estabilidad del átomo (Hoefs, 2009).

Los isótopos presentan diferencias entre las propiedades físicas y químicas que se elevan a partir de las variaciones en la masa atómica de un elemento, esto es llamado el *efecto isotópico*. Actualmente se conoce que la estructura electrónica de un elemento determina su comportamiento químico, mientras que el núcleo es el responsable del comportamiento de las propiedades físicas (Hoefs, 2009).

El proceso por el cual uno de los isótopos es favorecido sobre el otro durante un cambio de fases e.g. líquido evaporándose a vapor y la precipitación del CaCO<sub>3</sub> del bicarbonato disuelto en el agua se llama *fraccionamiento isotópico* (Faure y Mensing, 2005) y se define como:

$$\alpha_{A-B} = R_A / R_B$$

En donde  $\alpha$  es el equilibrio de fraccionamiento.

**R** es la relación isotópica de los isótopos del mismo elemento e.g. <sup>18</sup>O/ <sup>16</sup>O entre las sustancias A y B.

El grado de fraccionamiento de dos isótopos del mismo elemento es controlado principalmente por la diferencia de masa y por la temperatura del ambiente. Los resultados de las variaciones de las composiciones isotópicas transmiten la información sobre procesos físicos, geoquímicos y biogeoquímicos que actúan sobre los elementos y sus componentes en el momento de su ocurrencia (Faure y Mensing, 2005).

### 1.10.2.2 Oxígeno

El Oxígeno con número atómico de 8 ( $Z = 8$ ) presenta tres isótopos:

$O_8^{16}$  con una abundancia de 99.762 % y con 15.994915 unidades de masa atómica (uma).

$O_8^{17}$  0.038% y 16.999131 uma

$O_8^{18}$  0.200 % y 17.999160 uma

La diferencia en las masas de los isótopos afecta la fuerza de los enlaces covalentes que generan con otros elementos; siendo que los compuestos con elementos más pesados son más estables que compuestos con elementos ligeros. Por tanto, las moléculas con elementos más pesados son menos reactivos. Esta diferencia entre las unidades de masa de los compuestos también es aplicable a la velocidad de las moléculas, tasas de difusión (Faure y Mensing, 2005).

La composición isotópica de los elementos con isotopos fraccionados son expresados universalmente como: La relación (R) de la abundancia isotópica de los isótopos pesados divididos por la abundancia de los isótopos ligeros. Por lo tanto, R, es definida en términos de números de átomos más que en términos de masa de los isótopos (Faure y Mensing, 2005).

En el caso del Oxígeno, R es definido por sus abundancias

$$R = O^{18} / O^{16} = 0.200 / 99.762 = 0.002004$$

Las relaciones isotópicas de H y O son medidas por un espectrómetro de masas y son expresadas en relación a un estándar el "standard mean ocean water" SMOW (Hoefs, 1997; Faure y Mensing, 2005).

El uso de los estándares reduce los errores sistemáticos en las mediciones hechas con diferentes espectrómetros de masa y permiten que los valores de R puedan ser expresados en términos de un parámetro llamado delta  $\delta$  y que es definido:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}}}{R_{\text{estándar}}} \times 10^3\text{‰}$$

En donde:

$R_{\text{muestra}} = \text{O}^{18} / \text{O}^{16}$  de la relación de la muestra

$R_{\text{estándar}} = \text{O}^{18} / \text{O}^{16}$  de la relación del SMOW

$\delta^{18}\text{O}$  = es la diferencia entre los valores de R de la muestra y del estándar expresados en partes por mil relativo al valor de R del estándar.

Los parámetros del  $\delta$  pueden ser valores positivos, negativos y también valores de cero. Un valor positivo en  $\delta^{18}\text{O}$  indica que la muestra está enriquecida  $^{18}\text{O}$  en relación al estándar del agua de mar. Por otro lado, si hay un valor negativo, indica que la muestra está empobrecida en  $^{18}\text{O}$  en relación al estándar del agua de mar (Faure y Mensing, 2005).

El  $\delta^{18}\text{O}$  para el estándar SMOW es definido como 0.0 ‰, las variaciones en la relación  $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$  son expresadas como diferencias relativas a los estándares. La evolución de los isótopos de oxígeno, deben ser trazados a través del ciclo hidrológico, comenzando con la superficie de los océanos, la evaporación y finalmente la condensación del vapor atmosférico (Faure y Mensing, 2005).

Los controles en los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  del agua en el ciclo hidrológico están controlados por diferentes procesos asociados con el cambio de fases, por ejemplo, agua oceánica-vapor –líquido etc. (Dansgaard, 1954; Craig y Gordon, 1965; Faure y Mensing, 2005). Durante estos cambios de fase, las variaciones en el contenido de los isotopos estables se elevan debido a procesos de equilibrio y Kineticos (Dansgaard, 1964; Craig y Gordon, 1965; Faure y Mensing, 2005).

Localmente, los valores oceánicos del  $\delta^{18}\text{O}$  están relacionados a la salinidad, que está influenciada por la evaporación, que incrementa los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  algunas partes por mil ‰. Por otro lado, la precipitación, la fusión del hielo glaciar, la circulación oceánica y atmosférica y el escurrimiento de agua dulce favorece el decremento de los valores  $\delta^{18}\text{O}$  por varias partes por mil ‰ (Lachniet, 2009). Los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  son muy sensibles a la proximidad de la descarga de ríos, como son el río Amazonas y Mississippi y las zonas de alta evaporación como los océanos del Mediterráneo (Dansgaard, 1954, 1964; LeGrande y Schmidt, 2006).

Durante la evaporación oceánica, el equilibrio de fraccionamiento resulta en una menor incorporación de  $^{18}\text{O}$  dentro del vapor que originalmente tiene el agua de mar, este vapor presenta valores menores de  $^{18}\text{O}$  que los valores oceánicos. El vapor formado de la evaporación del agua de mar que inicialmente presenta valores de  $^{18}\text{O} = 0.0$  ‰ alcanza valores de  $-9.34$  ‰ SMOW en la primera evaporación (Lachniet, 2009). Conforme se va alejando del primer cambio de fase, los valores se van modificando a través de diferentes procesos, entre los cuales se encuentran los diferentes cambios de fase controlados por las variaciones de temperatura y humedad relativa (Lachniet, 2009), este cambio en los valores se presenta en la figura 8.

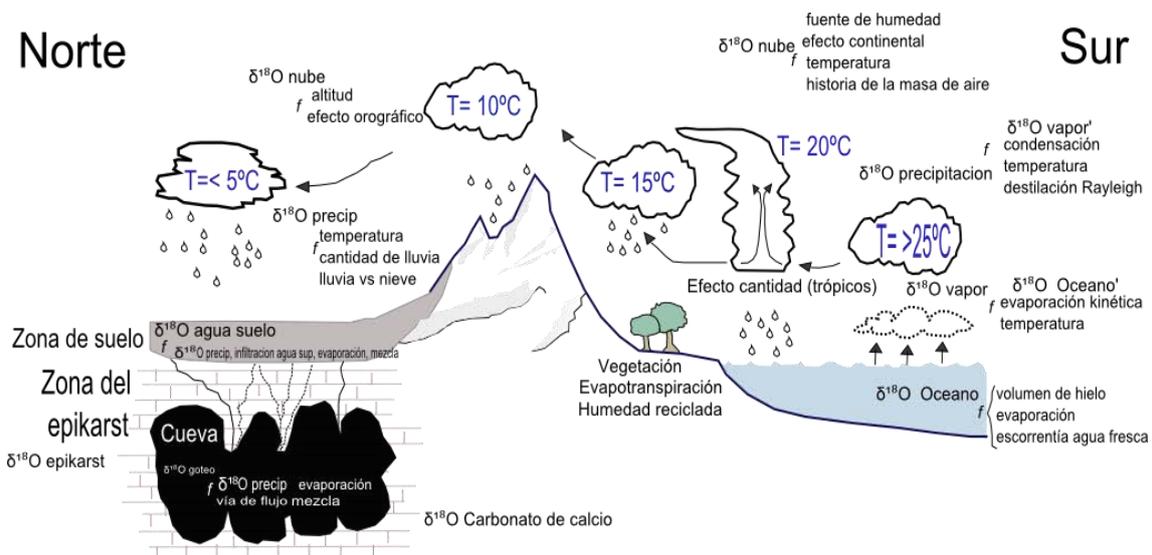


Figura 8. Diagrama que ilustra los procesos primarios relacionados al cambio en el  $\delta^{18}\text{O}$  modificado de Lachniet (2009).  $f$  = en función.

Posterior a la evaporación, se transporta la humedad como vapor atmosférico, éste puede formar nubes que producen precipitación. En contraste a la evaporación, la condensación de vapor a líquido es un proceso de equilibrio debido a que el  $^{18}\text{O}$  es preferencialmente incorporado dentro de la fase más condensada, los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  de la lluvia deben ser más pesados que el vapor remanente el cual debe decrecer ligeramente por sí mismo por la remoción preferencial del  $^{18}\text{O}$  (Lachniet, 2009). Al condensarse más la humedad, la temperatura de la nube debe bajar y esto puede tener lugar en zonas de levantamiento orográfico, convección o enfriamiento frontal (Lachniet, 2009).

La cantidad de humedad condensada y el aumento del valor del  $\delta^{18}\text{O}$  en la nube de vapor remanente, es controlado primariamente por la caída total de la temperatura y la masa del vapor de humedad en la nube (Dansgaard, 1954; 1964; Alley y Cuffey, 2001). Este proceso de condensación progresiva y el descenso de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en la precipitación es llamado destilación Rayleigh (Lachniet, 2009).

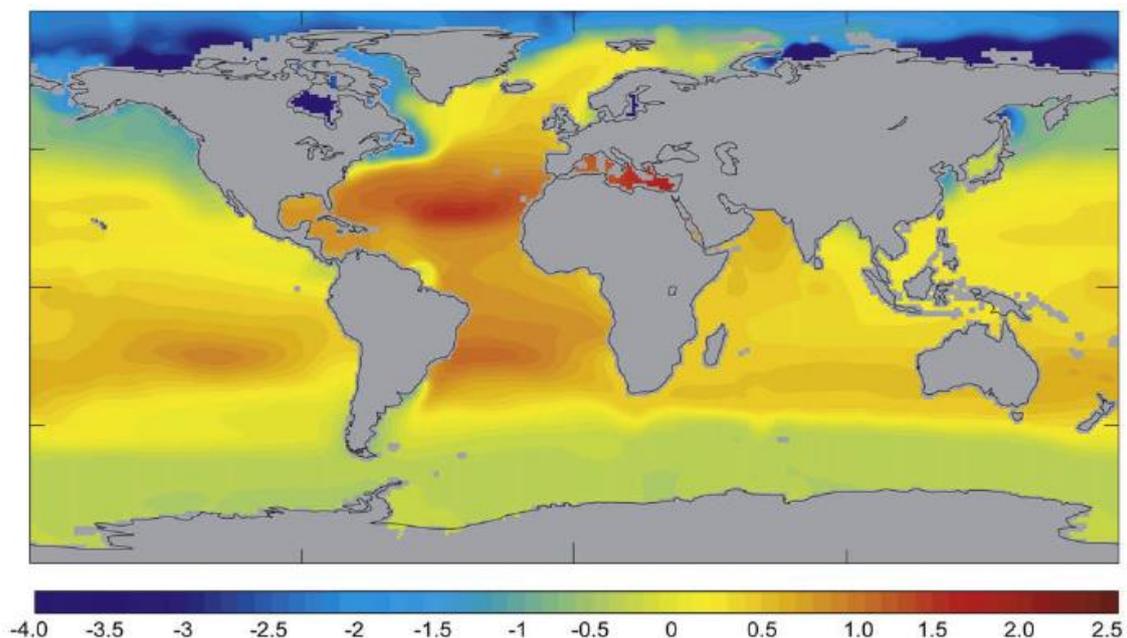


Figura 9. Mapa de los cambios en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en los océanos del mundo tomado de LeGrande y Schmidt (2006).

En la figura 9, se presenta la diferencia en el  $\delta^{18}\text{O}$  del trabajo realizado por LeGrande y Schmidt (2006), en el cual se observan los valores máximos del  $\delta^{18}\text{O}$  en las zonas

tropicales y subtropicales en las cuales hay mayor evaporación; mientras que los valores más bajos son localizados en las zonas con una gran influencia de descargas de agua.

Por lo tanto los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  de la precipitación regional, están en función de la fuente de humedad, evaporación oceánica y controles ambientales (LeGrande y Schmidt, 2006).

### 1.10.2.3 Carbono

El carbono está presente en una gran cantidad de compuestos en la Tierra, desde compuestos orgánicos reducidos en la biósfera hasta compuestos inorgánicos oxidados, como el  $\text{CO}_2$  y los carbonatos (Hoefs, 2009). La forma oxidada o carbono carbonatado se encuentran mayormente en rocas calcáreas y dolomíticas; mientras que en su forma reducida o carbono orgánico constituyen los residuos fósiles (Schidlowski, 1987; Tucker y Wright, 1990).

El Carbono con un número atómico de 6 ( $Z=6$ ) y presenta dos isótopos considerados como estables:

$\text{C}_6^{12}$  con 98.80% de abundancia y 12.0 uma

$\text{C}_6^{13}$  con 1.10% de abundancia y 13.00335 uma.

El  $\text{C}_6^{13}$  tiene una masa de 8.36% mayor que el  $\text{C}_6^{12}$ , causa por lo cual, el carbono es fraccionado por procesos en la naturaleza químicos y biológicos (Faure y Mensing, 2005).

La composición isotópica del carbono es expresada de la misma manera que el oxígeno por un valor  $\delta$ , siendo el  $\delta^{13}\text{C}$  definido como:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{muestra}}) - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{estándar}})}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{estándar}})} \times 10^3 \text{‰}$$

En el caso de los isótopos de carbono, el estándar internacional más utilizado es el Pee Dee Belemnite (PDB), que es una calcita proveniente de un fósil de belemnita del Cretácico de la Formación Pee Dee, en el Sur de Carolina (Hoefs, 2009). En la actualidad se coloca una letra antes del estándar de referencia siendo el más utilizado la V y que hace referencia al lugar sede que certifica el estándar que se encuentra en Vienna (La Agencia Internacional de Energía Atómica) por lo que es muy común encontrar un estándar V-PDB (Gingerich, 2006).

Al obtener valores positivos del  $\delta^{13}\text{C}$  significa que el carbono está enriquecido en  $^{13}\text{C}$  con respecto al estándar, mientras que valores negativos del  $\delta^{13}\text{C}$  implican que hay un empobrecimiento de  $^{13}\text{C}$  (Faure y Mensing, 2005).

El carbono orgánico y los carbonatos sedimentarios son los reservorios de carbono en la Tierra (Schidlowski, 1987). Sus diferentes características isotópicas controlan sus procesos de fraccionamiento, por ejemplo, las reacciones de intercambio de equilibrio isotópico dentro del sistema de carbono inorgánico en el cual participan  $\text{CO}_2$  atmosférico-bicarbonato disuelto-carbonatos sólidos lideran el enriquecimiento de  $^{13}\text{C}$ , mientras que los efectos cinéticos isotópicos durante la fotosíntesis concentran los isótopos ligeros el  $^{12}\text{C}$  en la materia orgánica sintetizada (Hoefs, 2009). Cuando las plantas verdes absorben las moléculas de  $\text{CO}_2$  durante la fotosíntesis, ellas prefieren el  $^{12}\text{C}$  sobre el  $^{13}\text{C}$ , lo que explica que la materia orgánica de las plantas fotosintéticas, así como los organismos que se alimentan de ellas (herbívoros y carnívoros) presenten valores de  $\delta^{13}\text{C}$  negativos (Faure y Mensing, 2005).

La fijación preferencial del  $^{12}\text{C}$  sobre el  $^{13}\text{C}$  se conoce como la vía metabólica C3 (Gingerich, 2006), en donde los principales pasos de la discriminación isotópica durante la fijación de carbono en las plantas se deben primero a la absorción y difusión intracelular del  $\text{CO}_2$  y segundo a la biosíntesis de los componentes celulares, moléculas orgánicas (Hoefs, 2009). Esto quiere decir, que la diferencia isotópica presente entre las diferentes plantas que existen en la Tierra, se deben a la forma de la absorción del  $\text{CO}_2$  y a como utilizan este recurso en la producción de moléculas orgánicas; lo cual ha generado una clasificación de las plantas a través de su metabolismo generando las principales vías de metabolismo conocidas como C3 y C4, esto no quiere decir que estas sean las únicas vías (Hoefs, 2009).

Trabajos recopilatorios principalmente liderados por Hayes determinan que la composición isotópica del carbono final en las plantas depende un complejo conjunto de parámetros en los que destacan: el  $^{13}\text{C}$  contenido en la fuente de carbono, efectos isotópicos asociados a la asimilación del carbono, efectos isotópicos asociados al metabolismo y a la biosíntesis, además al presupuesto de carbono celular (Hoefs, 2009).

La diferencia isotópica entre los metabolismos de las plantas C3 y C4 se muestra en la figura 10, donde se aprecian los valores isotópicos en los que generalmente se encuentran este tipo de organismos.

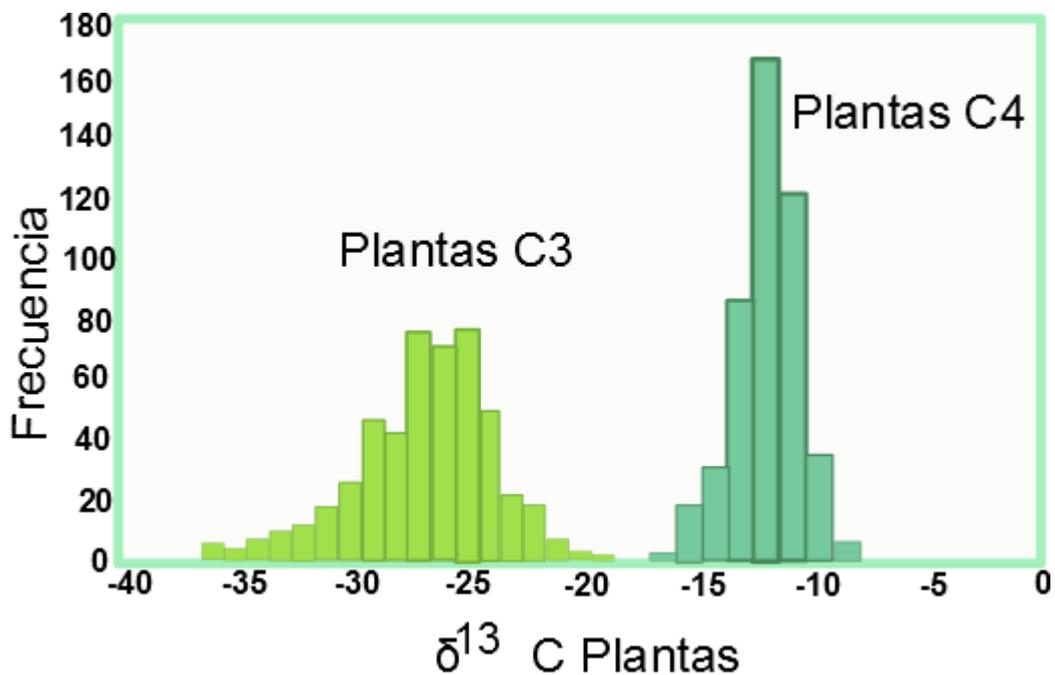


Figura 10. Histograma que muestra los valores de los metabolismos de plantas C3 y C4, modificado de Hoefs (2009).

Los más importantes reservorios de carbono en la Tierra, los carbonatos marinos y la materia orgánica biogénica están caracterizados por diferentes composiciones isotópicas. Los carbonatos presentan valores isotópicos pesados con valores promedio cercanos a 0 ‰ mientras que los valores isotópicos de la materia orgánica presentan valores isotópicos generalmente ligeros con valores promedios alrededor de -25 ‰ (Hoefs, 2009).

En la figura 11, se muestran los valores promedios de los reservorios más importantes de carbono en la Tierra.

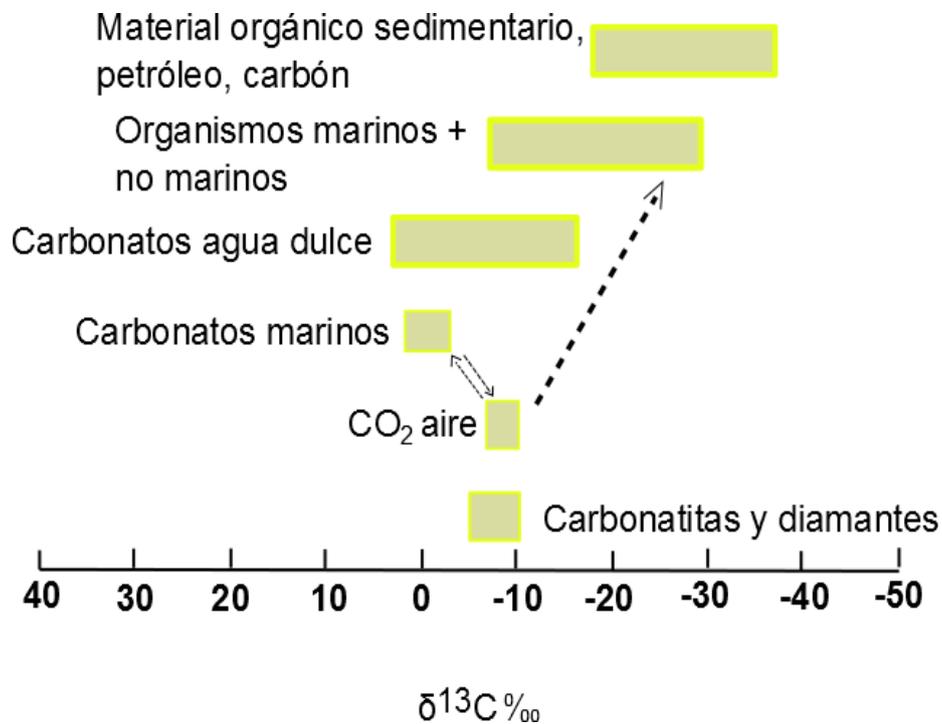


Figura 11. Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de los principales reservorios de carbono, modificado de Hoefs (2009).

El carbono juega un papel importante dentro de los procesos geoquímicos que ocurren cerca de la superficie de la Tierra debido a que es uno de los componentes principales de la biosfera, así como en las rocas sedimentarias (Faure y Mensing 2005).

Una de las maneras de interpretar los cambios en el comportamiento del ciclo de carbono y el oxígeno, es a partir del estudio de uno de los reservorios de carbono y en este trabajo de investigación corresponde al registro sedimentario, particularmente al registro sedimentario marino.

## **2.-Estratigrafía de la sección Apulco**

### **2.1 Trabajo de campo**

La sección Apulco se encuentra conformada por rocas calizas, correspondientes a las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior (López-Martínez *et al.*, 2013). Para la obtención de muestras y observación de algunas estructuras se levantó nuevamente la sección con base en los mismos criterios que usó López-Martínez *et al.* (2013), en esta ocasión se utilizó como referencia un estrato con restos óseos de un vertebrado reconocidos en el trabajo anterior, debido a que las referencias marcadas por López Martínez fueron borradas. A partir del estrato de referencia se obtuvieron muestras de la base, de la parte media y la parte alta de la sección, con las cuales pudiéramos representar los cambios geoquímicos a través de toda la sección.

Se colectaron 24 muestras correspondientes a 24 estratos; sin embargo, las muestras colectadas de la parte alta de la sección corresponden a estratos que no fueron analizados en láminas delgadas por López-Martínez, quedando 18 muestras analizadas en la sección Apulco y 6 muestras no representadas en la columna de la figura 15. Para la obtención de muestras se tomaron las mayores precauciones para evitar la presencia de minerales recristalizados, minerales oxidados o de alguna evidencia que indicara alteración diagenética.

La sección estudiada a partir de láminas delgadas tiene un tamaño de 29 m, en ella se presentan estratos a largo de la secuencia con características muy homogéneas, a pesar de ello, es posible identificar cambios en la coloración, tamaño de estratos y el contenido de lentes de pedernal.

### **2.2 Formación Pimienta**

La parte baja de la sección Apulco corresponde a los últimos 12 m. de la cima de la Fm. Pimienta, ya que se estima que tiene un espesor de 100 a 200 m (Heim, 1926) o hasta 600m en algunas regiones (Pedrazzini y Basañez, 1978).

Estas calizas presentan la coloración más oscura de la sección, con tonalidades gris oscuro a gris negruzco, el espesor de los estratos va de los 10 cm hasta los 30 cm. La caliza es arcillosa y presenta una gran cantidad de nódulos de pedernal negro, figura 12.

La abundancia de fósiles como amonites y presencia de icnitas es muy evidente a través de esta parte de la sección y destaca la presencia de los restos fosfatados de un reptil, localizados en el estrato 9, figura 12 imagen d.

La evidencia de estructuras sedimentarias primarias es muy escasa, a pesar de ello en un par de estratos es posible la identificación de eventos atribuidos a tormentas distales también llamados tempestitas, figura 12 imagen g.

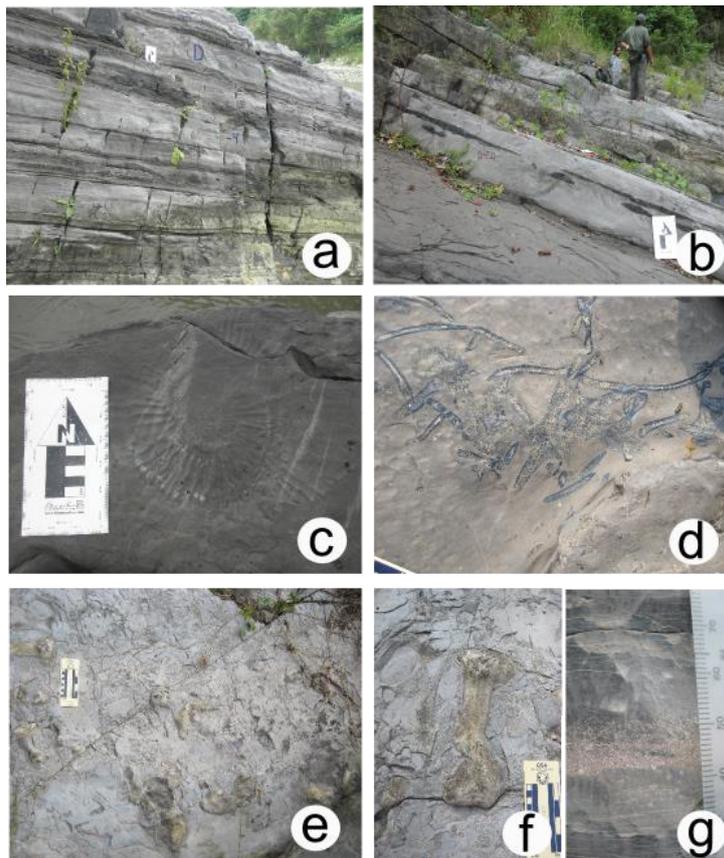


Figura 12. Características de la Fm. Pimienta en la sección Apulco. a) Tamaño de estratos de 10-30 cm; b) Nódulos de pedernal negro intercalados entre las calizas, estrato 29; c) Moldes de amonitas, estrato 9; d) Restos fosfatados de un reptil, estrato 9; e) Icnitas, estrato 38; f) Acercamiento a las icnitas, estrato 38; g) Tempestitas, estrato 8.

Las características litológicas de la sección Apulco corresponden casi en su totalidad con las descripciones previas para la formación Pimienta de Heim (1926) y Cantú-Chapa (1984). La diferencia con estas descripciones es la nula presencia de capas de bentonita en la sección Apulco.

Aguilera (1972) diferencia dos facies calcáreas; la primera la llamó calcáreo-arcillosa con pedernal, constituido por un mudstone arcilloso, color gris oscuro, ligeramente piritizado con interestratificaciones delgadas de lutita negra laminar, con bentonita y lentes de pedernal negro, mientras que la segunda facie la denominó calcáreo-terrágena constituida de mudstones de colores más claros, poca arcilla y lentes de pedernal.

El espesor de la Fm. Pimienta he tenido diferentes reportes desde los 100 (Heim, 1926) hasta los 500m (Pedrazzini y Basañez, 1978). Ésta variación Pedrazzini y Basañez (1978) sugieren puede estar relacionado a la paleotopografía, mientras que Suter (1980; 1990) atribuye ésta variación a la tectónica de compresión.

La distribución de esta unidad se localiza en el área de Tamán en San Luís Potosí y en el Río Apulco Puebla (Cantú-Chapa, 1971). En trabajos de PEMEX la localizan al oriente de México en la porción sur de la Cuenca de Burgos, al frente de la Sierra Madre Oriental, en la Cuenca Tampico-Misantla (Ortega-Flores, 2011). López-Ramos (1979) menciona que se localiza intermitentemente a lo largo de la Sierra Madre Oriental desde Teziutlán en Puebla hasta Galeana en Nuevo León (López-Palomino y Piña-Arce, 2007).

En trabajos de PEMEX se considera que el ambiente de depósito de la Formación varía de plataforma externa a una cuenca con baja energía (Salvador, 1991; López-Palomino y Piña-Arce, 2007).

Se considera que la Fm Pimienta tiene un alcance del Titoniano al Berrisiano/Valanginiano por la presencia de los fósiles, que en diferentes trabajos indican esto. Cantú-Chapa (1971) asigna una edad del Titoniano temprano a partir de amonites al igual que (López-Caballero, 2006). Bonet (1956) reporta calpionélidos de edad Berriasiana como *Calpionella elliptica* y *Tintinnopsella carphatica*, López Martínez *et al.* (2013) reconoce asociaciones de calpionélidos de la Zona Crassicollaria de edad Titoniana.

### **2.3 Formación Tamaulipas Inferior**

La Formación Tamaulipas Inferior tiene una amplia distribución en la porción sur de Tamaulipas y en el frente oriental de la Sierra Madre Oriental, al norte y noreste de la Cuenca Central (Basáñez-Loyola, *et al.*, 1993).

En la sección Apulco el contacto entre la Fm. Pimienta y Fm. Tamaulipas Inferior es transicional. Su tamaño en la sección es aproximadamente de 17m y la coloración de la roca caliza presenta tonos grises claro a gris cremoso-amarillento.

La formación fue reconocida originalmente por Stephenson (1922) y Belt (1925) en el distrito Tampico. Belt (1925) la describe como: “una caliza de color gris de grano fino y compacto con un espesor mayor de 60-100 m, con estratificación bien definida y con una gran cantidad de lentes de pedernal y nódulos de forma irregular. El color del pedernal varía de color negro a casi blanco, dicho pedernal es prácticamente ausente en la parte inferior de la formación. Mientras que Carrillo- Bravo (1965) y Longoria (1975) la describen como calizas de colores que van de negro grisáceo a crema amarillento de grano fino en capas medianas y gruesas, con estilolitas bien desarrolladas paralelas al plano de estratificación, con nódulos irregulares, de forma esferoidal de colores crema.

Para la sección Apulco el grosor de los estratos es claramente mayor que la formación subyacente y van desde los 5 cm hasta 50cm, con un espesor promedio en los estratos

que alcanza los 20 cm, figura 13; tanto el tamaño de estratos, así como la coloración coincide con la descripción realizada por Longoria (1975).

Por otro lado, se observa una reducción en las cantidades de lentes de pedernal negro, que dejan de presentarse a partir del estrato 60. A su vez la presencia de amonites y galerías se mantiene regularmente a lo largo de toda la sección (Figura 13).



Figura 13. Características de la parte alta de la sección Apulco. a) Coloración más clara de las calizas de la Fm. Tamaulipas Inferior, tamaño de estratos mayor a los 20 cm en promedio. b) Presencia de amonites a lo largo de toda la sección.

La edad asignada a la Fm Tamaulipas Inferior es considerada como Neocomiano temprano–Barremiano por Burckhardt (1930); Berriasiano–Aptiano Inferior por Castro y Martínez (1977), Hauteriviano–Aptiano tardío por Longoria (1975).

#### 2.4 Formaciones laterales correlacionables

En México, los trabajos en el noreste del país ha localizado el límite J/K entre el contacto de las formaciones La Casita, La Caja y Taraises, dichas formaciones además de tener una amplia distribución en el noreste de México se han podido correlacionar con formaciones de Texas tales como Cotton Valley Group (Figura 14) (Imlay, 1938 ; Verma y Westermann , 1973 ; Cantú Chapa , 1982 , 1989 ; Salvador , 1991, Adatte *et al.*, 1996).

Tanto en la región noreste del país así como en la región centro-este, el límite corresponde a un cambio en la sedimentación detrítica hacia carbonatos, donde además, debido a los altos contenidos en materia orgánica que presentan las formaciones La Casita, La Caja y Pimienta son consideradas las principales rocas generadoras de la fuente de hidrocarburos (Holguin-Quiñones, 1988; Ortuño *et al.*, 1990; Santamaria *et al.*, 1992; Adatte, *et al.*, 1996)

			Este de E.U. Costa del Golfo	México Noreste	México Central- Este
Cretácico	Inferior	Hauteriviano	Hosston Sligo	Cupido	
		Valanginiano		Taraises	Taraises
		Berriasiano	Knowles Ls.	Tamaulipas Inferior	Tamaulipas Inferior
Jurásico	Superior	Titoniano	Cotton Valley Group	La Casita La Caja Pimienta	Pimienta

Figura 14. Correlación estratigráfica de las formaciones correspondientes del Jurásico Superior y Cretácico Inferior (modificado de Adatte *et al.*, 1996).

#### 2.4.1 Formación La Casita

Definida por Imlay (1936), está constituida de lutitas de color gris a negro, intercaladas con estratos de calizas arcillosas, areniscas calcáreas y horizontes fosfatados. Con edad del Kimmeridgiano al Berriasiano Inferior (Ocampo-Díaz *et al.*, 2008). La parte superior de La Casita consiste en lutitas negras ricas en materia orgánica, limolitas y areniscas calcáreas con niveles de fosforita y concreciones calcáreas (Adatte *et al.*, 1996).

### **2.4.2 Formación La Caja**

Es una secuencia de calcarenitas y limolitas calcáreas, que en conjunto presentan un color gris rosáceo; en la parte inferior presentan horizontes con concreciones de fosforita que contienen fauna en abundancia, principalmente de amonitas, fue descrita por primera vez por Buckhardt en 1906 pero fue hasta tres décadas después que Imlay la define formalmente (in Padilla y Sánchez, 1978).

### **2.4.3 Formación Taraises**

Definida como calizas altamente fosilíferas y calizas arcillosas con material de la Fm La Casita, del Jurásico Superior; su localidad tipo se encuentra en el Cañón Taraises en la Sierra de Parras (Imlay, 1936). Actualmente dentro de la Fm. se reconocen como miembros cartografiados al Lente San Juan y al miembro Arenoso Galeana (Michalzik, 1988).

## **2.5 Litoestratigrafía de la sección Apulco**

Después de revisar las características de las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior, sumadas a las características macroscópicas observadas en campo, se comparó y modificó la columna estratigráfica de la sección Apulco de López-Martínez *et al.* (2013), únicamente en la descripción de las láminas delgadas y no en el tamaño de la sección, ya que esta fue medida por López-Martínez. Esto se debe, a que para el actual trabajo de investigación se revisaron las 99 láminas delgadas reportadas por López-Martínez *et al.* (2013) y se le agregaron las 18 muestras obtenidas para el análisis geoquímico, ver figura 15, más las 6 muestras que se encuentran por encima de la sección Apulco reportada por López-Martínez *et al.* (2013).

# Sección Apulco

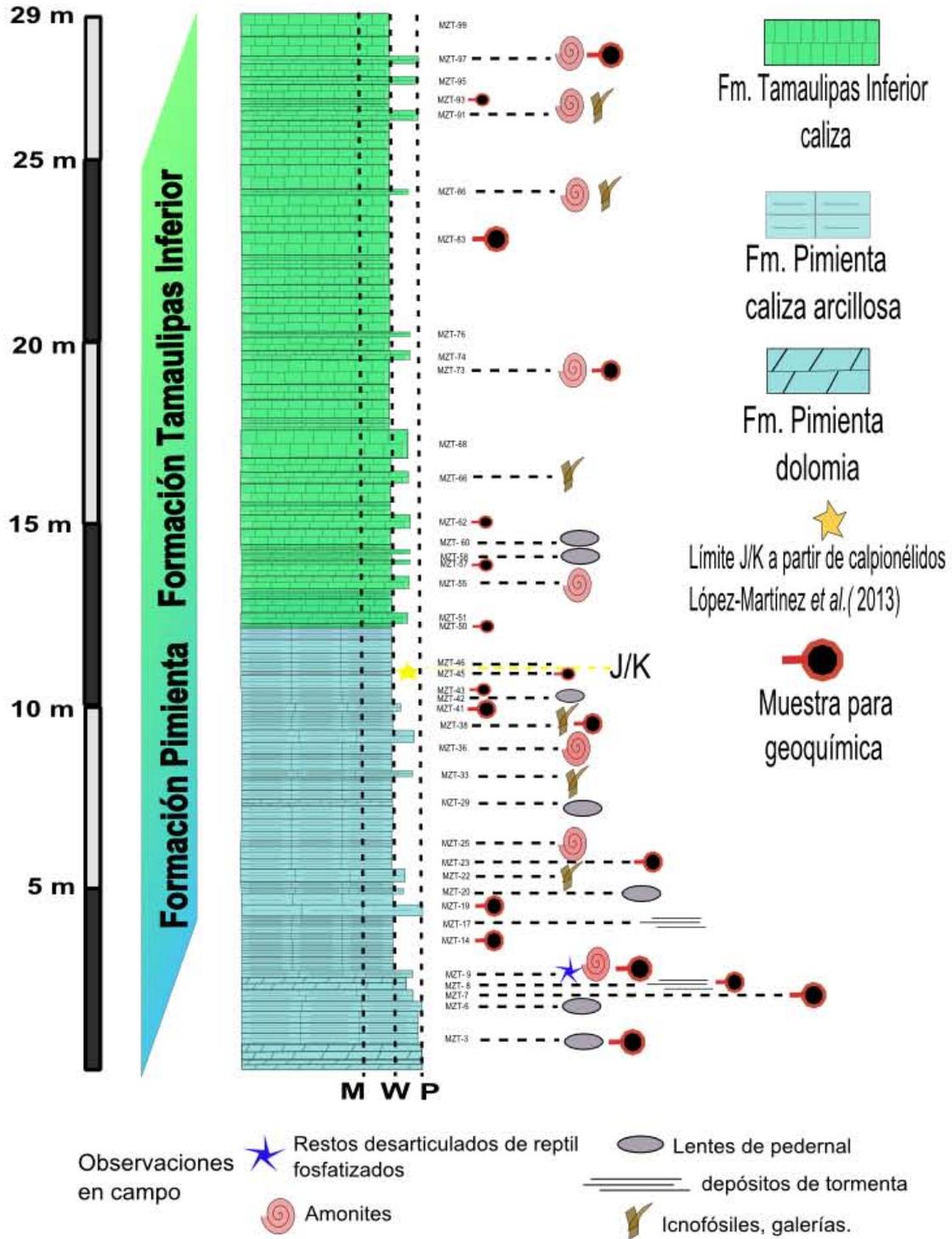


Figura 15. Estratigrafía de la sección Apulco, modificada de López-Martínez *et al.*, (2013). En la imagen se observan 18 muestras correspondientes a los estratos representados en la sección, las siglas MZT corresponde a la localidad de la sección y se acompaña por el número correspondiente al estrato. No se presentan los estratos del 100 al 116 debido a que no se hicieron láminas delgadas.

### **3. Análisis de microfacies**

#### **3.1 Trabajo de laboratorio**

Se observaron bajo el microscopio petrográfico las 99 láminas delgadas que corresponden a la sección Apulco realizadas por López-Martínez *et al.* (2013) donde identifica el límite J/K. Además, con base en la clasificación de Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971) fue posible reconocer las texturas depositacionales correspondientes a dos tipos de texturas: wackestone y packstone a lo largo de toda la sección.

De igual manera se observaron los granos aloquímicos esqueléticos y estos presentan muy poca variación, básicamente se refleja la presencia de organismos como radiolarios y calpionélidos. Los aloquímicos esqueléticos, en ocasiones muestran un aumento o disminución en la energía durante su deposición y el cambio de aloquímicos de silíceos a carbonatados son los principales elementos con los cuales se determinaron las asociaciones de facies de la sección, dichos aloquímicos se encuentran inmersos dentro de una matriz micrítica, que en algunas ocasiones y principalmente en la parte correspondiente a la base de la secuencia, se caracteriza por la presencia de una gran cantidad de arcillas no diferenciadas.

La información obtenida de las microfacies, se encuentra íntimamente ligada a las características que presentan en las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior y que son de un carácter relevante para la determinación y caracterización del límite J/K.

#### **3.2 Microfacies en la sección Apulco**

Las descripciones de las microfacies de la sección Apulco se describirán a partir de las asociaciones de facies identificadas con base en la clasificación de microfacies estándar de Flügel (2010), que a su vez, servirán para poder identificar las zonas de facies de acuerdo al modelo de Wilson (1975).

El nombre de las asociaciones propuestas más adelante, están determinadas por: tipo de microfacies estándar (SMF) seguidas por la abreviatura de los aloquímicos más abundantes *e.g.* Rad que corresponde a radiolarios y Calp a calpionélidos; las letras A,

B, C y los números I, II y III corresponden a asociaciones similares entre ellas, pero difieren en el tiempo, por último entre paréntesis, aparecerá el nombre a la zona de facies a la cual corresponde. La descripción de las asociaciones están hechas de manera ascendente, es decir, las primeras descripciones corresponden a la base de la sección y culminan con la cima de la sección Apulco.

### **3.2.1 Asociación SMF 2 Rad-A (Plataforma externa).**

#### **Muestras 1-9.**

#### **Información de campo**

Los estratos correspondientes a estas láminas presentan espesores que oscilan entre los 10 y 15 cm, con excepción del estrato 9 que tiene un espesor mayor que alcanza los 30 cm. Para el estrato 8 se documentada la presencia de un probable depósito de tormenta identificado como tempestita con un grosor de 1 cm. Mientras que en el estrato número 9 está conservado de manera extraordinaria los restos óseos fosfatados y desarticulados de un vertebrado, probablemente un reptil que fue reportado por López-Martínez *et al.* (2013).

Las rocas son muy arcillosas y sus coloraciones grises oscuro, son las más oscuras de toda la secuencia. A través de este intervalo de estratos hay presencia de pequeños lentes de pedernal en los estratos 3 y 6.

#### **Petrografía**

Las láminas presentan textura de wackestone a packstone, con la presencia de mucha arcilla, que oscurece una matriz micrítica.

Presenta una gran cantidad de organismos pelágicos, radiolarios principalmente y calpionélidos, por lo que se le consideran facies ricas en radiolarios; además presenta una gran cantidad de materia orgánica, sumados a la presencia de algunos restos óseos desarticulados. Se localizaron algunos fragmentos de equinodermos.

Estas láminas se caracterizan por ser las más dolomitizadas de toda la sección, presentándose la lámina delgada correspondiente al estrato 1 con un 100% de dolomitización, estas características descritas se presentan en la figura 16.

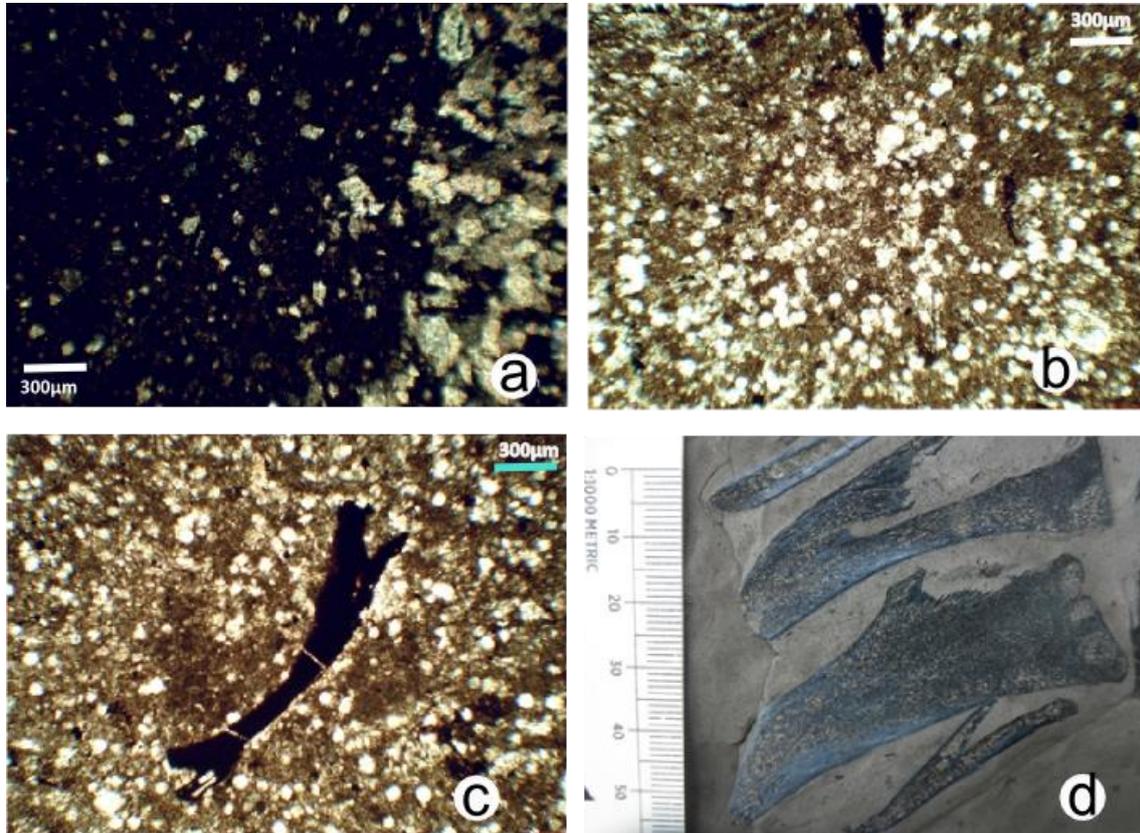


Figura 16. Características de las láminas 1-9 perteneciente a la asociación SMF 2 Rad-A. a) Presencia de dolomías, estrato 2 b) Wackestone de radiolarios, c) Restos óseos fosfatados dentro de un wackestone de radiolarios; d) Imagen de huesos macroscópicos, estrato 9.

### 3.2.2 Asociación SMF 3 Rad-I (Cuenca de aguas profundas)

#### Muestras 10-17

#### Información de campo

Los estratos y coloración de la roca no son diferentes de la asociación anterior, ya que son calizas muy arcillosas y de coloración gris oscuro.

En el estrato 17 nuevamente se localiza un depósito de tormenta considerado como tempestitas debido a la presencia de una base erosiva, con gradación

granodecreciente y que no se encuentra asociada a una alternancia de sedimentos claros, más bien se identifican como eventos puntuales

### Petrografía

Los estratos presentan una textura básicamente de wackestone, con la presencia de mucha arcilla que oscurece la matriz micrítica. Hay una gran presencia de restos óseos fragmentados y gran cantidad de materia orgánica, pero en menor cantidad que la Asociación SMF 2 Rad-A, también es evidente la presencia de algunos intraclastos subredondeados, ver figura 17.

Las láminas 15 y 16 presentan laminación paralela con gradación normal, en la misma lámina 16 hay presencia de amonitelas.

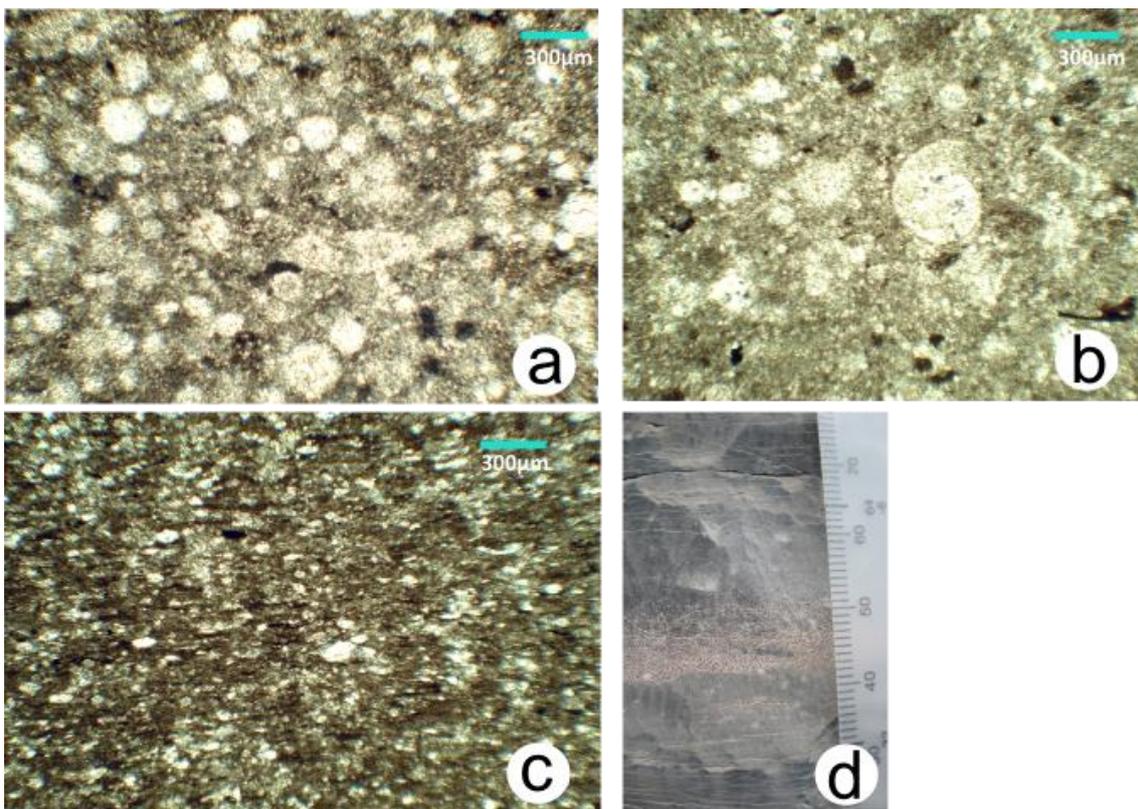


Figura 17. a) Wackestone de radiolarios, lámina 16 b) amonitela, lámina 16  
c) Laminación paralela, con orientación y gradación normal, lámina 15; d) Presencia de tempestitas, en el estrato 17 (tomada de López-Martínez *et al.*, 2013).

### **3.2.3 Asociación SMF 2 Rad-B (Plataforma externa)**

#### **Muestras 18 y 19**

##### **Información de campo**

Los estratos y coloración de la roca no son diferentes de las asociaciones SMF 2 Rad-A y SMF 3 Rad-I, ya que son calizas muy arcillosas y de coloración gris oscuro.

##### **Petrografía**

La lámina 18 corresponde a una textura tipo packstone y la lámina 19 una textura tipo wackestone de radiolarios con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas.

La lámina 18 presenta una matriz de calcisiltita con una gran cantidad de bioclastos y fragmentos de equinodermos, con grandes cantidades de materia orgánica.

La lámina 19 presenta la presencia de clastos indiferenciados, fragmentos por debris y se observan peloides de aguas profundas.

### **3.2.4 Asociación SMF 3 Rad-II (Cuenca de aguas profundas).**

#### **Muestras 20-21.**

##### **Información de campo**

Estratos de 10 y 15 cm respectivamente, con rocas ricas en arcillas, la coloración de los estratos continúa siendo gris oscuro y el estrato 20 contiene nódulos de pedernal negro.

##### **Petrografía**

Texturas de wackestone a packstone con facies ricas en radiolarios con la presencia de aloquímicos de peloides.

### **3.2.5 Asociación SMF 2 Rad-C (Plataforma externa).**

**Muestras 22 y 23,**

#### **Información de campo**

Estratos de 10 y 5 cm con rocas ricas en arcillas, la coloración de los estratos continúa siendo gris oscuro.

#### **Petrografía**

Texturas de wackestone a packstone en las láminas 22 y 23 con facies ricas en radiolarios. Una gran cantidad de arcillas indiferenciadas

### **3.2.6 Asociación SMF 3 Rad-III (Cuenca de aguas profundas).**

**Muestras 24-37.**

#### **Información de campo**

La coloración de las calizas es un poco más clara, pero siguen presentando coloraciones gris-oscuro en los primeros estratos de esta asociación y aclarando suavemente hacia el fin de la asociación SMF 3 Rad-III, también la presencia de nódulos de pedernal va en decremento notablemente, aunado a esto, en el estrato 33 se presentan muchas galerías,

#### **Petrografía**

La lámina 24 presenta una textura tipo mudstone, en esta misma lámina se presentó una tempestita.

Las demás láminas corresponden a texturas de Wackestone –Mudstone.

A excepción de la lámina 29 que está altamente dolomitizada.

Esta asociación presenta facies ricas en radiolarios con una gran cantidad de arcillas como se han presentado a través de la formación sin embargo ya es evidente el

aumento en la cantidad de calcipionélidos y la disminución de la cantidad de arcillas, ver figura 18.

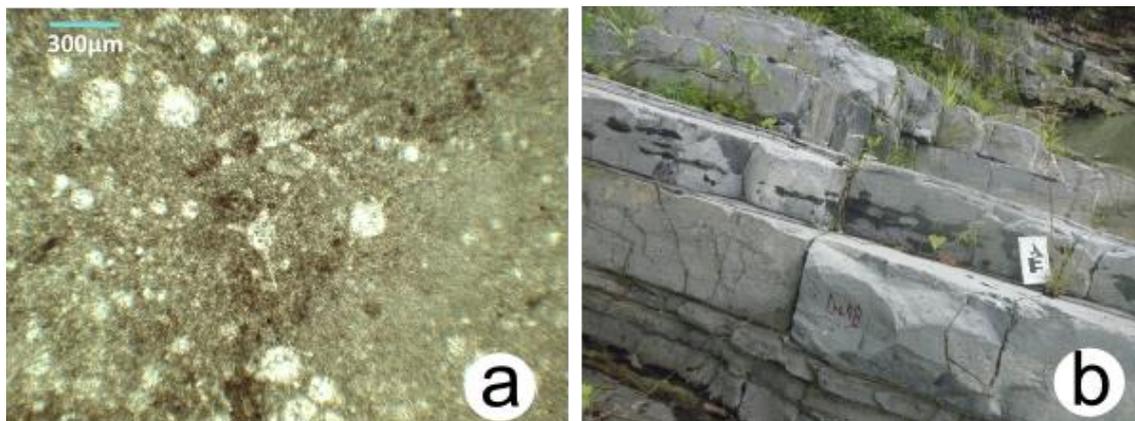


Figura 18. a) Lámina 36 con facies ricas en radiolarios con una textura wackestone-mudstone, b) Coloración más clara de las rocas calizas en campo con la presencia de nódulos de pedernal

### **3.2.7 Asociación SMF 2 Rad-biotur (Plataforma externa).**

**Muestras 38,39, 40.**

#### **Información de campo**

La tonalidad de las calizas es más clara. Hay presencia de galerías en los estratos 38 y 39. El espesor de los estratos de 30,20 y 20 cm respectivamente. En el estrato 40 se presentan nódulos de pedernal (Figura 19).

#### **Petrografía**

La lámina 38 corresponde a una textura tipo wackestone de radiolarios con la presencia de mucha bioturbación y con laminación paralela; este estrato es asociado a un SMF 9.

Las láminas 39 y 40 presentan una textura tipo wackestone de radiolarios con laminación, estos dos estratos se ubicaron dentro de un SMF2.

Los tres estratos a pesar de tener microfacies estandar diferentes son asociados a un FZ tipo 2.

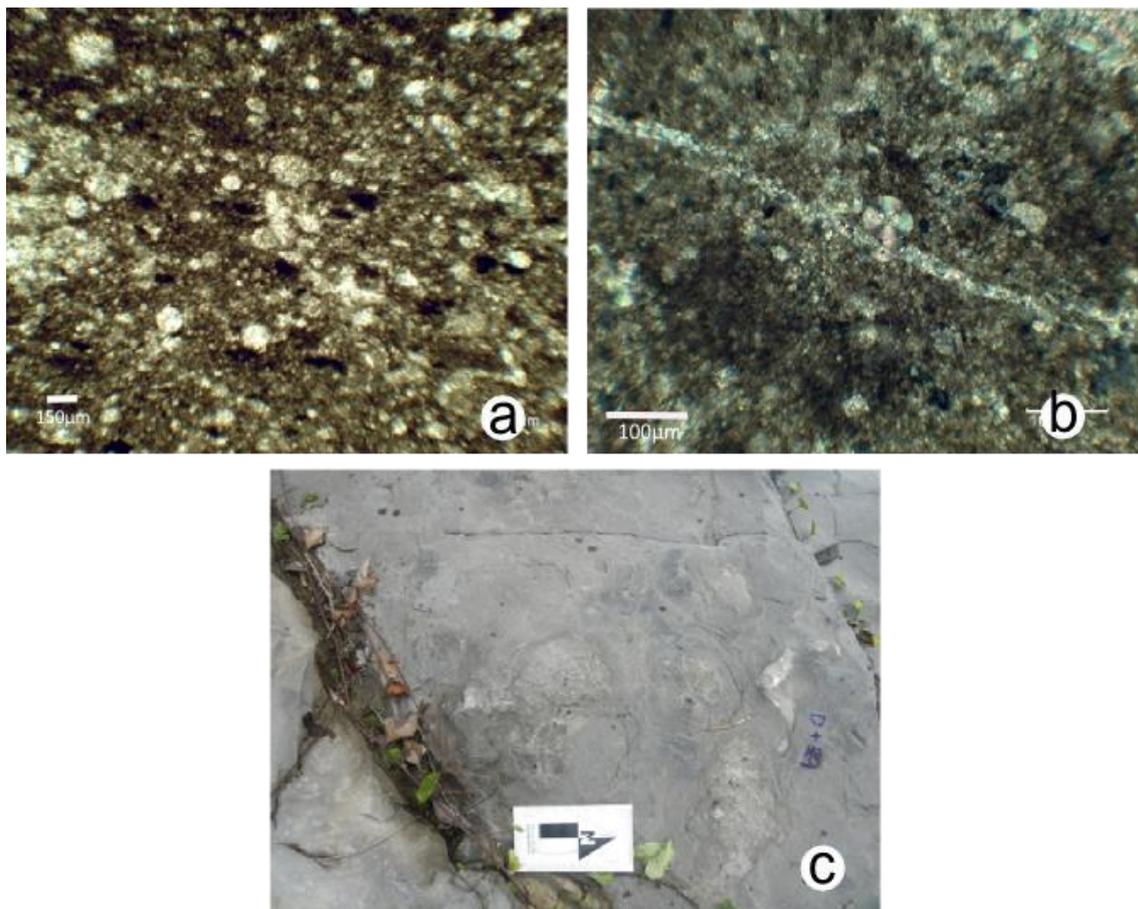


Figura 19 a) Wackestone de radiolarios con intraclastos, b) Presencia de *Globochaeta alpina*, perteneciente al estrato 39 c) coloración de la caliza gris claro y presencia de icnitas.

### 3.2.8 Asociación SMF 3 Calp-I (Cuenca de aguas profundas).

#### Muestras 41—83

#### Información de campo

La coloración de las rocas es gris claro – cremoso, se presenta un claro aumento en el tamaño de los estratos, ya que se presentan estratos desde los 5 hasta los 40 e incluso algunos de 50 cm.

Las rocas calizas se ven menos arcillosas comparado todas las rocas de las asociaciones anteriores igual que en otras asociaciones se presentan gran cantidad de amonites e.g. estrato 73 y en algunos estratos se presentan icnitas e.g. estrato 63.

## Petrografía

Texturas que van de wackestone a packstone, estratos ya con facies ricas en calpionélidos y con escasos radiolarios. Matriz micrítica y bajo contenido de arcillas. Se encuentran restos óseos desarticulados y hay disminución de la materia orgánica con respecto a las asociaciones de facies anteriores.

Entre los estratos 45-46 es localizado el límite Jurásico/Cretácico a partir de la bioestratigrafía de calpionélidos de López-Martínez *et al.* (2013).

El estrato 48 presenta bioturbación

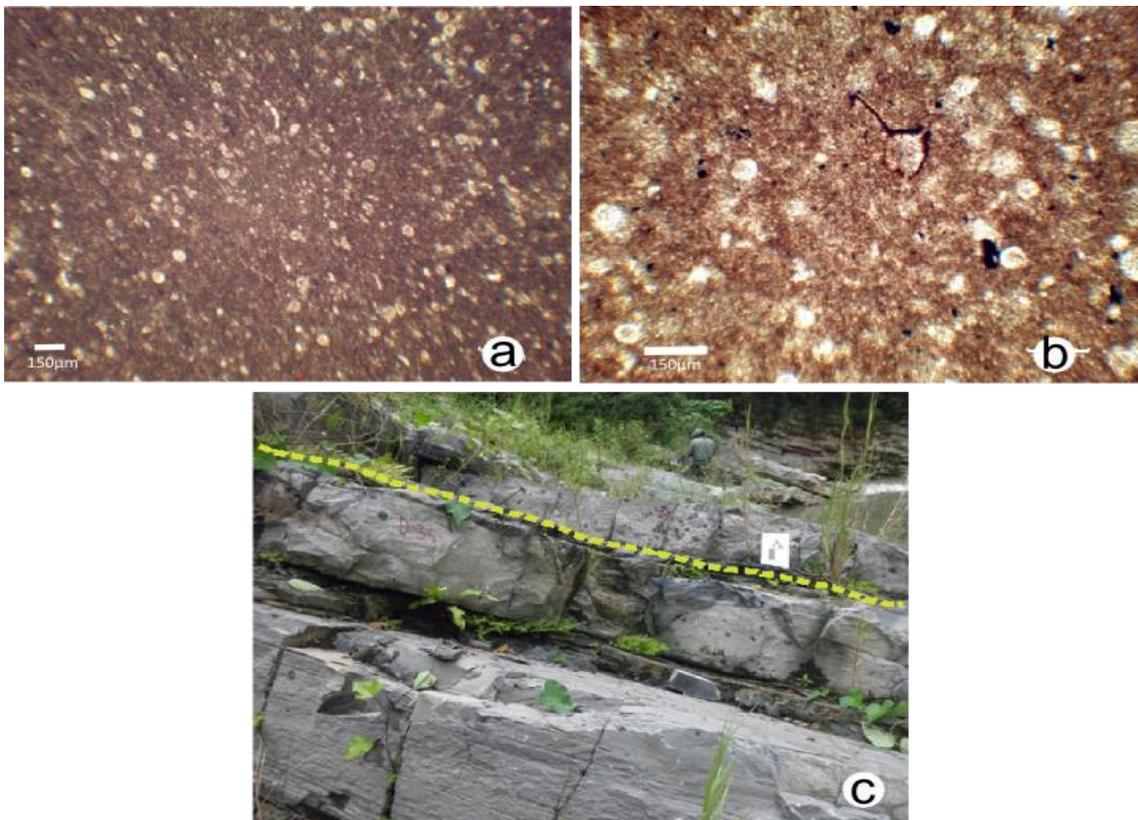


Figura 20. a) Facies ricas en calpionélidos, lámina 45. b) Presencia de restos óseos en facies de calpionélidos, lámina 46. c) Localización del Límite J/K ubicado a partir de la bioestratigrafía de López-Martínez *et al.*, 2013.

### 3.2.9 Asociación SMF 10 Calp (Plataforma externa).

#### Muestras 84-90

#### Información de campo

Caliza con coloraciones similares a la asociación SMF3 Calp-I con coloraciones gris claro, cremosas, de igual manera presenta una textura sin arcilla.

En el estrato 86 se presentan amonites e icnitas

#### Petrología

Texturas de wackestone a packstone, con una matriz claramente micrítica con la presencia de muy pocas arcillas. Son facies ricas en calpionélidos

A través de estos estratos se presentan una gran cantidad de fragmentos de equinodermos y algunos bivalvos.

Se presentan en varias láminas la presencia de glauconita, dicha glauconita no presenta indicadores de transporte y se considera que es una glauconita autigénica.

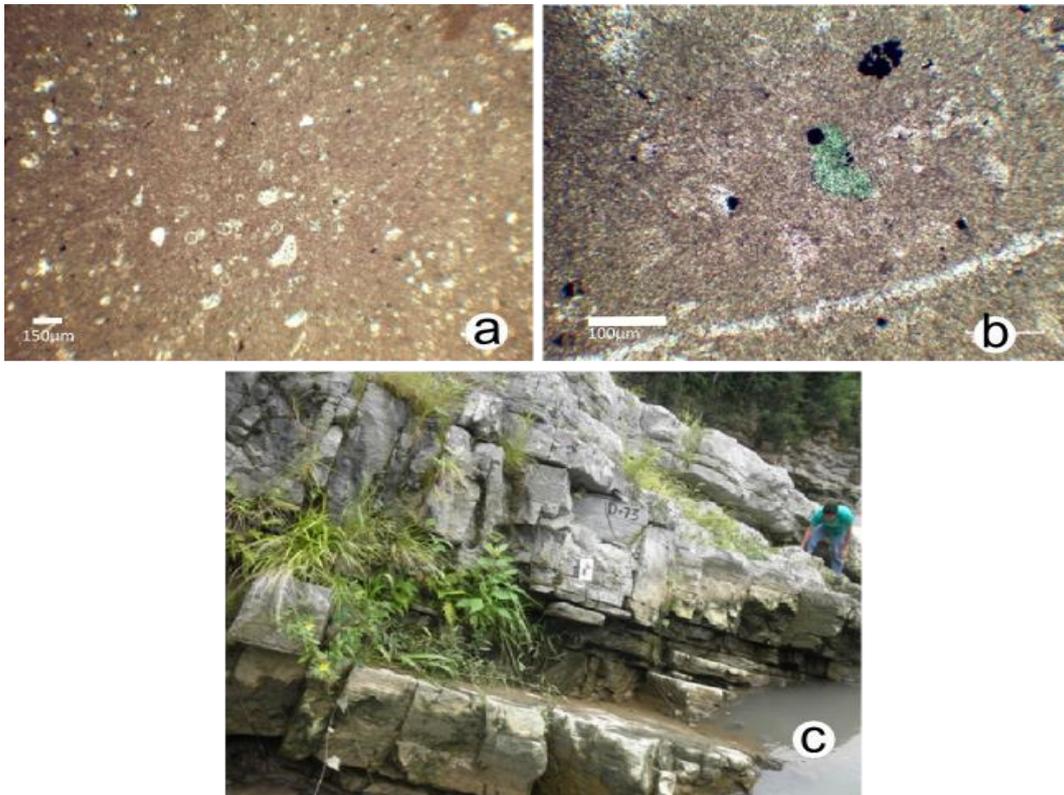


Figura 21. a) Wackestone rico en calpionélidos, b) presencia de glauconita autigénica. c) Estratos en la sección Apulco correspondientes a la asociación SMF 10 Calp, con calizas color gris claro.

### 3.2.10 Asociación SMF 5 Calp (Talud).

#### Muestras 91-99

#### Información de campo

La roca se nota sin la presencia de arcillas, el color de los estratos son gris-claro-cremoso, su grosor se mantiene alrededor de los 15 cm y alcanzan hasta los 40 cm en los dos estratos finales, se siguen presentando en algunos estratos la presencia de impresiones de amonites, e.g. estrato 97.

#### Petrología

Se presentan texturas de packstone a wackestone dentro de una matriz micrítica, sin la presencia de arcillas, son facies ricas en calpionélidos, similar a la asociación SMF 10 Calp.

En estas facies se presenta una gran diferencia a la asociación anterior debido a la presencia de intraclastos micríticos, la presencia de foraminíferos bentónicos y hasta con la presencia de algunos filamentos.

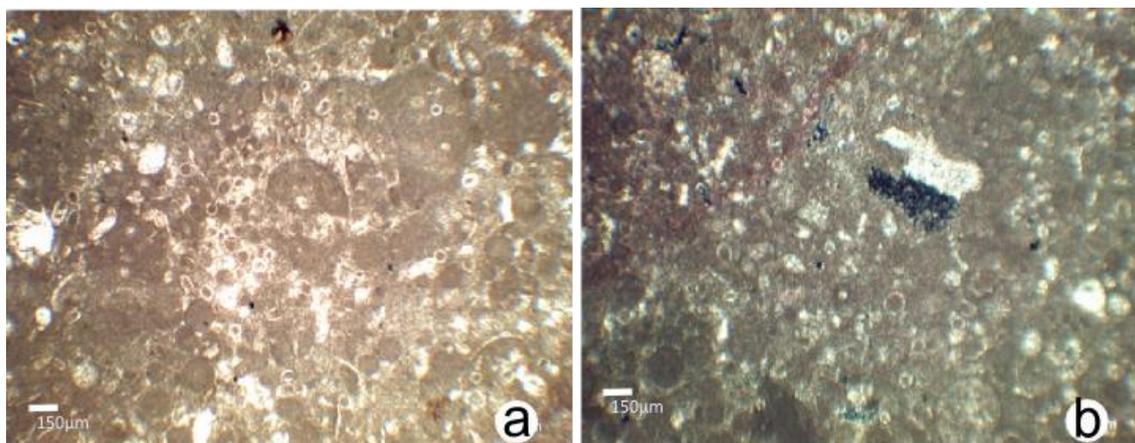


Figura 22. a) Facies ricas en calpionélidos e intraclastos micríticos, lámina 98 b) Facies con calpionélidos y restos de una placa de equinodermo en el estrato 98.

### **3.3 Análisis de microfacies y paleoambientes**

Con base en las descripciones de las secciones delgadas fue posible ubicar las zonas de facies del modelo de Wilson (1975) donde se depositaron los sedimentos de la sección Apulco, dichas asociaciones se presentan en la figura 23 que se encuentra más adelante, además se le agrega la edad de la sección Apulco propuesta por el trabajo de López-Martínez *et al.* (2013).

#### **Asociación SMF 2 Rad-A (FZ- 2 o Plataforma externa).**

Carbonatos pelágicos, con texturas de wackestones a packstones con abundantes microfósiles pelágicos, principalmente radiolarios. La presencia de una gran cantidad de arcillas indiferenciadas sumadas a la presencia de algunos bioclastos de equinodermos fragmentados, se interpreta como una zona de depósito de cuenca, sin embargo, es una zona más cercana a la plataforma; por lo que se consideran facies de plataforma externa.

Las condiciones de depósito de estas facies nos sugieren condiciones con un déficit de oxigenación, esto sustentado en la gran cantidad de materia orgánica y restos óseos desarticulados y fosfatados, ver figura 16. Por otro lado, al parecer las condiciones subóxicas se localizan sólo en la interfaz sedimento-agua, ya que a través de la asociación SMF 2 Rad-A hay presencia de icnitas que evidencian la presencia de organismos bentónicos con la cantidad de oxígeno suficiente para subsistir bajo estas condiciones.

#### **Asociación SMF 3 Rad-I (FZ-1 o Cuenca de aguas profundas)**

Este ambiente de depósito tiene características muy similares a la asociación anterior en cuanto a que presenta facies ricas en radiolarios, las condiciones de oxigenación de igual manera son subóxicas, debido a que se sigue conservando la materia orgánica, sin embargo, en menor cantidad. La presencia de extraclastos y bioclastos sub

redondeados nos sugieren que el transporte de estos aloquímicos fue mucho mayor comparado a la facie anterior.

Hay un decremento en la presencia de fragmentos de equinodermos. Algo de remarcar es la presencia de tempestitas, que son interpretadas como depósitos de tormentas muy distales que se presentaron en esta asociación, ver figura 16, por otro lado la presencia de estratos con laminaciones paralelas representan condiciones físicas constantes, las cuales se podrían presentar en condiciones con un menor grado de energía como se presentarían en una FZ-1 o cuenca de aguas profundas y que es posible que correspondan a facies con un menor número de fragmentos de equinodermos.

### **Asociación SMF 2 Rad-B (FZ-2 o Plataforma externa)**

Condiciones muy similares entre estas tres asociaciones, con una textura de tipo packstone ricas en radiolarios, con una gran presencia de arcillas. Se considera que las condiciones ambientales de depósito presentan mayor energía, ya que hay presencia de bioclastos fragmentados de equinodermos por lo que nuevamente se les ubica dentro de una FZ- 2.

Al contener peloides de aguas profundas se considera que las condiciones ambientales en el oxígeno se mantienen oxicas-subóxicas en una interfaz sedimento agua con déficit de oxígeno, por la presencia de gran cantidad materia orgánica; además se mantiene la coloración de las rocas gris oscuro que se han considerado con condiciones con déficit de oxígeno en su formación.

### **Asociación SMF 3 Rad-II (FZ-1 o Cuenca de aguas profundas).**

Estratos con características muy similares a las asociaciones SMF 3 Rad-I y SMF 2 Rad-B, ya que son facies ricas en radiolarios con la presencia de calpionélidos; organismos pelágicos y una gran cantidad de arcillas indiferenciadas. Además, se siguen manteniendo las condiciones con un cierto grado de déficit de oxígeno en la interfaz agua-sedimento por la presencia de materia orgánica.

Estas facies son consideradas de un ambiente más profundo con respecto a la asociación anterior SMF 2 Rad-B, debido a que hay una disminución en la presencia de bioclastos fragmentados de equinodermos, lo cual se interpreta como: que la energía para alcanzar esta zona de depósito es menor o que la zona de depósito de los sedimentos se encuentran más alejados de la plataforma.

### **Asociación SMF 2 Rad-C (FZ-2 o Plataforma externa).**

Las facies de esta asociación son muy similares a las facies anteriores, con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas con texturas de wackestone y packstone, con materia orgánica preservada por lo que las condiciones con déficit de oxígeno se siguen manteniendo, se considera que nuevamente corresponde a un cinturón FZ-2, debido al incremento en la aparición de restos fragmentados de equinodermos

Las asociaciones SMF 3 Rad-I, SMF 2 Rad-B, SMF 3 Rad-II y SMF 2 Rad-C presentan condiciones muy similares entre sí, la diferencia entre la cantidad de restos desarticulados de equinodermos es uno de los principales caracteres diagnósticos para determinar cambios en los cinturones de facies para este intervalo en la sección Apulco. Las variaciones entre estas asociaciones de facies son muy rápidas, ver figura 23, por lo que se considera que los cambios podrían relacionarse a cambios en el tirante de agua o nivel relativo medio del mar dentro de la cuenca.

### **SMF 3 Rad-III (FZ- 1 o Cuenca de aguas profundas).**

Esta asociación ya comienza a presentar algunas diferencias contra las asociaciones anteriores, desde una coloración de rocas ya más claras y un aumento en la presencia de icnitas, lo que evidencia un aumento en la cantidad de oxígeno disponible para los organismos bentónicos.

Por otro lado, se comienza a ver un evidente recambio de especies pelágicas como un aumento en la cantidad de calpionélidos y una disminución de radiolarios que estarían refiriéndonos cambios fisicoquímicos de las masas de agua.

De la misma manera que en las asociaciones anteriores la determinación del cambio de facies, consiste en el decremento de los fragmentos de equinodermos y por tanto se considera nuevamente que las condiciones corresponden a un FZ-1, ver figura 23.

### **Asociación SMF 2 Rad-biotur (FZ- 2 o Plataforma externa).**

La asociación SMF 2 Rad-biotur corresponde a una asociación claramente determinada por la actividad biológica presente en las muestras. La presencia de una mayor oxigenación en a interfaz sedimento-agua es muy notoria por la gran cantidad de icnitas.

El cambio faunístico es evidente, ya que la cantidad de radiolarios apenas es mayor que la cantidad de calpionélidos. y el descenso en la cantidad de arcillas indiferenciadas es más evidente que en las facies previas.

Nuevamente se considera en un descenso en el tirante de agua durante un intervalo de tiempo muy corto evidenciado por la cantidad de bioclastos, lo que indicaría los cambios en el nivel relativo medio del mar en la cuenca.

### **Asociación SMF 3 Calp-I (FZ-1 o Cuenca de aguas profundas).**

Este octavo cambio de facies es determinado por el indudable cambio faunístico, ya que la presencia de calpionélidos se encuentra determinando esta asociación, la disminución de organismos bentónicos horadadores del sedimentos es una de las principales características conjunto a la disminución de fragmentos de bioclastos por lo que se considera que las condiciones tan rápidas de la asociación anterior sólo fue el cambio fugaz y definitivo que determinó las condiciones fisicoquímicas y del nivel relativo medio del mar presentes a través del inicio del Berriasiano.

A pocos estratos de la base de esta asociación, es localizado el Límite J/K identificado por López-Martínez *et al.* (2013) entre el estrato 45 y 46, lo que nos da la pauta a considerar estas nuevas condiciones fisicoquímicas del agua como características del Berriasiano Temprano, ver figura 23.

### **SMF 10 Calp (FZ- 2 o Plataforma externa).**

Las condiciones paleoambientales para esta asociación nuevamente están marcadas por las condiciones fisicoquímicas del agua, que favorecen la presencia de organismos carbonatados en su mayoría calpionélidos,

Se considera que hay un descenso en el tirante de agua por que nuevamente se presentan una gran cantidad de fragmentos de equinodermos y algunos bivalvos. Las condiciones de oxigenación nuevamente nos indican condiciones de una mayor oxigenación por la presencia de icnitas, sin embargo no se presentan tantas icnitas como en asociaciones anteriores, SMF 3 Rad-III y SMF 2 Rad-biotur, lo que quizás nos indicaría condiciones subóxicas.

Un elemento muy importante a través de esta asociación, es la presencia de glauconita autigénica, que nos refleja un cambio en la sedimentación presente durante la asociación SMF 10 Calp, y dicha presencia de glauconita nos refleja un régimen en la sedimentación más lento con respecto a las asociaciones anteriores.

### **SMF 5 Calp (FZ-4 o Talud).**

Hacia la parte alta de la sección Apulco, se localiza esta última facie, correspondiente al cinturón de facies con condiciones menos profundas de toda la sección. A través de esta asociación se conservan las condiciones fisicoquímicas de las masas de agua que favorecen la presencia de organismos carbonatados como las asociaciones SMF 3 Calp-I y SMF 10 Calp.

La presencia de organismos bentónicos como foraminífero y presencia de icnitas nos refleja condiciones de oxigenación, los suficientes para favorecer la vida de estos organismos.

Los intraclastos micríticos, fragmentos de equinodermos y la presencia de filamentos nos refieren que nos encontramos en una FZ -4 con condiciones más cercanas a la plataforma.

A través de todas las asociaciones se hace referencia a las condiciones óxicas subóxicas de la interfaz sedimento-agua debido a que la Fm Pimienta presenta condiciones con cierto grado de anóxica (Martinez- Yañez, 2015).

En este trabajo ya no se incluyó el estudio de framboides de pirita que se localizan en la sección, pese a ello, unas revisiones de las secciones delgadas revelan la presencia de framboides de pirita a lo largo de toda ella, lo que nos refleja cierto grado de déficit de oxígeno en la sección Apulco, que en esta tesis se refleja en la preservación de materia orgánica, restos fosfatados de huesos y en algunos estratos la presencia de organismos horadadores.

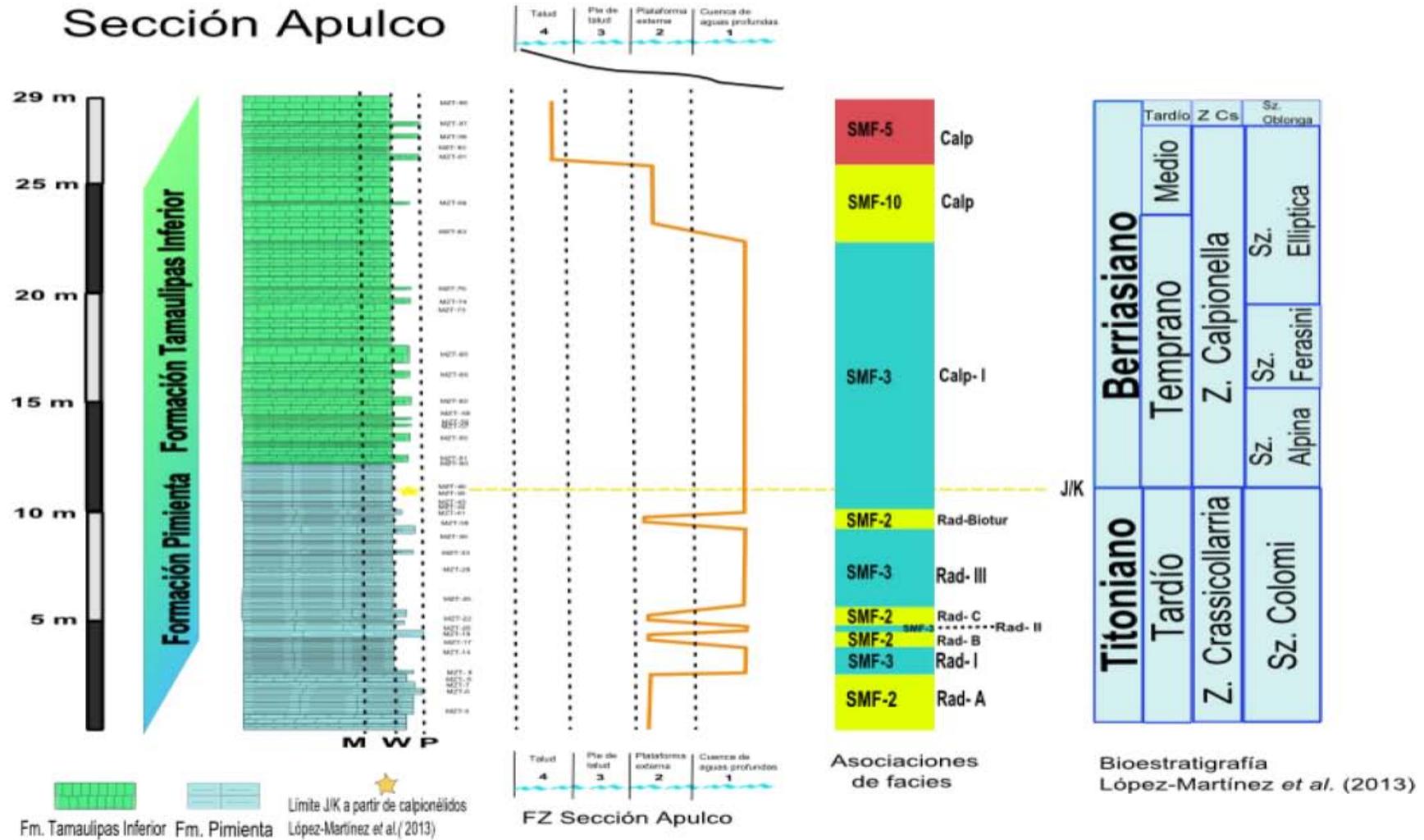


Figura 23. Columna estratigráfica y asociaciones de facies de la sección Apulco, a la derecha se encuentra la bioestratigrafía tomada de López-Martínez et al. (2013).

## 4. Isótopos estables

### 4.1 Oxígeno

Los valores de las concentraciones isotópicas de los 22 estratos analizados se presentan en la figura 24, en listados de manera estratigráfica junto con la gráfica de valores del  $\delta^{18}\text{O}$ .

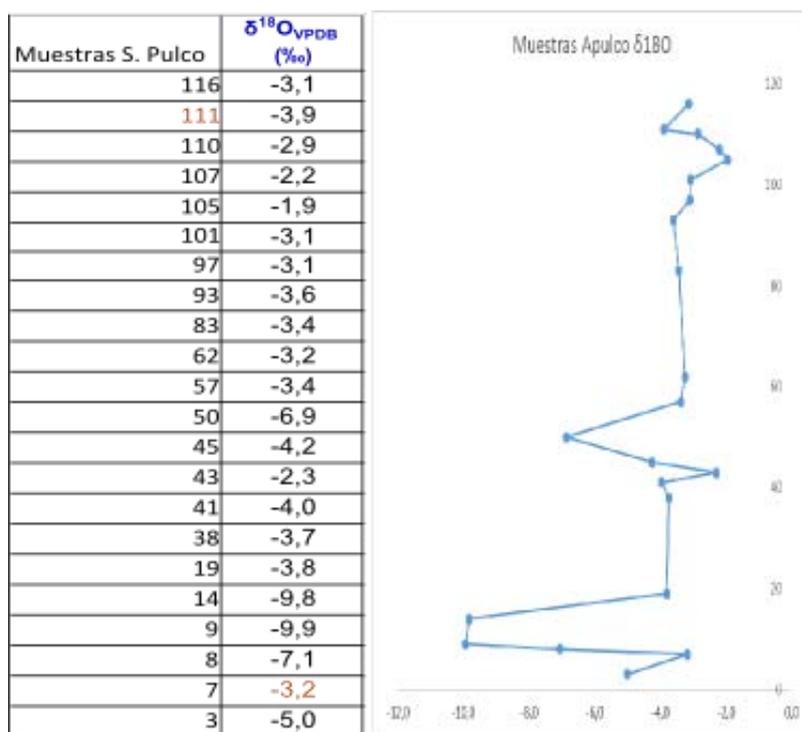


Figura 24. Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  a través de la sección Apulco. En la gráfica se muestran algunos valores ligeramente erráticos en la base, pero se observa una tendencia hacia el enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$  hacia la cima de la sección.

Los valores isotópicos del  $\delta^{18}\text{O}$  presentan un valor promedio de  $\delta^{18}\text{O} = -4,3\text{‰}$ . Para la base de la sección los valores van de  $-9,9\text{‰}$  a  $-2,3\text{‰}$  mientras que para la parte superior de la sección los valores son cercanos a  $-3\text{‰}$ .

Estos valores nos indican una tendencia al enriquecimiento de  $\text{O}^{18}$  hacia la cima de la sección, sin embargo, los valores que se presenta en la base son valores demasiado erráticos.

Una inestabilidad en valores del  $\delta^{18}\text{O}$  de estratos muy cercanos entre sí nos sugiere que el oxígeno, por lo menos en la base de la sección no puede ser utilizado para la interpretación de los datos, ya que el O es un elemento que por sus características descritas previamente es muy sensible a la alteración diagenética.

## 4.2 Carbono

De la misma manera en la que se presentan los datos de Oxígeno, los 22 estratos analizados para  $\delta^{13}\text{C}$  presentan los siguientes valores en la figura 25.

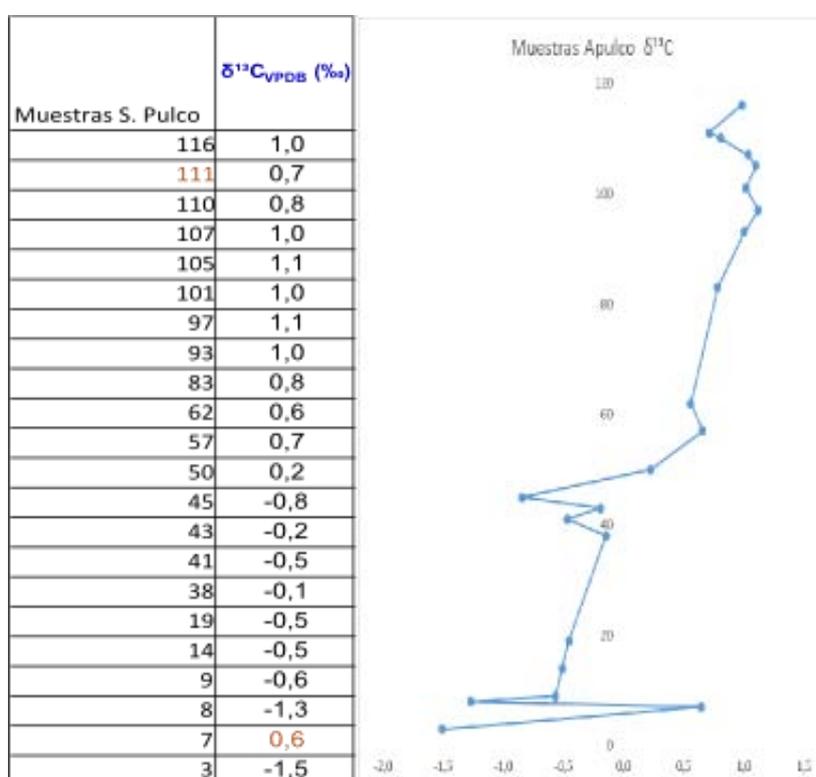


Figura 25. Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  a través de la sección Apulco, en esta gráfica podemos ver una tendencia al enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$  por parte del lodo micrítico hacia la cima de la sección.

Los datos del  $\delta^{13}\text{C}$  presentan un valor promedio de  $\delta^{13}\text{C} = 0,2$  ‰. Sin embargo, a diferencia de los isótopos de oxígeno, en el  $\delta^{13}\text{C}$  se observa una clara tendencia al enriquecimiento de  $^{13}\text{C}$  en las muestras de roca total. Para la base de la secuencia se presentan los valores más negativos de toda la sección con  $\delta^{13}\text{C} = -1,5$  ‰, mientras que hacia la parte superior de la secuencia se presentan los valores más positivos de la sección alcanzando  $\delta^{13}\text{C} = 1,1$  ‰ mostrados en la figura 24.

## 5. Discusión

### 5.1 Asociaciones de las microfacies de la transición J/K

El modelo de las zonas de facies propuesto para la sección Apulco nos sugiere que la sección se depositó en una zona perteneciente a una cuenca de aguas profundas principalmente, con pequeños cambios en el tirante de agua que se asocian a cambios en el nivel relativo medio del mar. Los cambios en el nivel relativo medio del mar son identificados en la sección Apulco como eventos I, II, III, IV, V, VI y VII en la figura 26.

La asociación SMF2 Rad-A ubicada dentro del Titoniano Superior corresponde a un momento en el cual, se sugiere que el nivel relativo medio del mar se encontraba por debajo del nivel promedio de la cuenca en la que se depositó la sección Apulco.

Esta asociación SMF2 Rad-A, ubicada en la plataforma externa, coincide con el trabajo de López- Martínez *et al.* (2015b) en la sección Iturbide dentro de la Fm. la Casita en el noreste de México y se identifica como la asociación A, siendo un cinturón de facies similar que correlaciona cronoestratigráficamente con la sección Apulco a partir de la identificación de la Zona Crasicollaria también identificada en la sección Apulco por López-Martínez *et al.* (2013).

SMF2 Rad-A también se identifica como el momento en el cual se presentan los valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  más negativos,  $\delta^{13}\text{C} = -1.5 \text{‰}$ , ver figura 26. Lo cual sugiere que el aporte de materia orgánica enriquecida en  $^{12}\text{C}$  está más presente, estos valores isotópicos coinciden con la presencia de facies muy ricas en radiolarios, materia orgánica y restos óseos fosfatados.

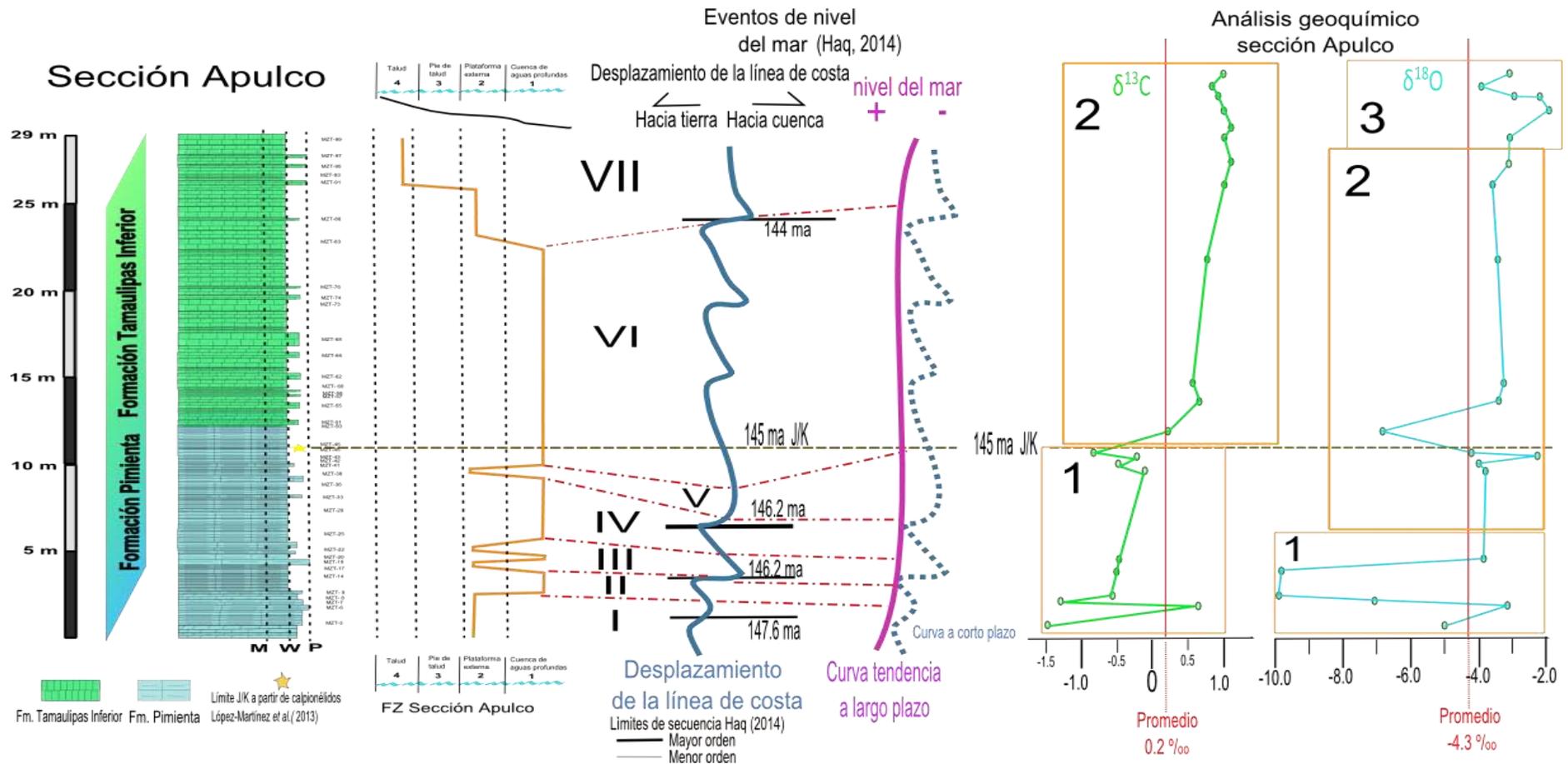


Figura 26. Integración de datos en el que se muestra la estratigrafía de la sección Apulco, eventos relacionados a cambios en el nivel relativo medio del mar de la sección Apulco junto a los cambios eustáticos del nivel del mar de Haq (2014) y hasta la extrema derecha el comportamiento isotópico de los carbonatos de la sección Apulco a partir de los  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ; los valores encerrados en el recuadro 1 para el comportamiento isotópico de  $\delta^{13}\text{C}$  corresponde al comportamiento durante el Titoniano con facies ricas en radiolarios y el 2 para el comportamiento del Berriasiano con facies ricas en organismos carbonatados mientras que para el  $\delta^{18}\text{O}$  el número 1 corresponde al comportamiento con alteración diagenética, 2 momento de transición J/K y estabilidad y el 3 corresponde a los valores más positivos, indicando una posible influencia de aguas más frías a partir de una conexión con el resto del Tetis.

El evento I identificado en la sección Apulco, coincide con el comportamiento de la sección Iturbide al noreste de México, además correlaciona con los eventos de cambios en el nivel del mar de Haq (2014), ver figura 26 y 27, lo que sugiere que en el momento de la depositación de la asociación SMF2 Rad-A el nivel relativo medio del mar tuvo un descenso.

Los eventos II, III y IV de la sección Apulco también se encuentran ubicados dentro el Titoniano Superior, siendo localizados dentro del Evento II (SMF 3 Rad-I), Evento III (SMF 2 Rad-B y SMF 3 Rad-II, SMF2 Rad-C) y el Evento IV (SMF 3 Rad-III).

Los eventos II y IV corresponden a un aumento en el nivel relativo medio del mar correspondiendo a un FZ-1; estos eventos se ven interrumpidos por el evento III que corresponde a dos descensos en el nivel relativo medio del mar que se observan muy repentinos y sutiles con una muy corta duración, que corresponden a las asociaciones nombradas SMF 2 Rad-B y SMF 2 Rad-C. Estos cambios tan rápidos y sutiles nuevamente coinciden con cambios en las asociaciones de facies de la sección Iturbide de López-Martínez *et al.* (2015b) y la sección Iturbide de Adatte *et al.* (1996) donde también se muestran unas caídas en el nivel del mar súbitas y de corta duración, ver figura 27.

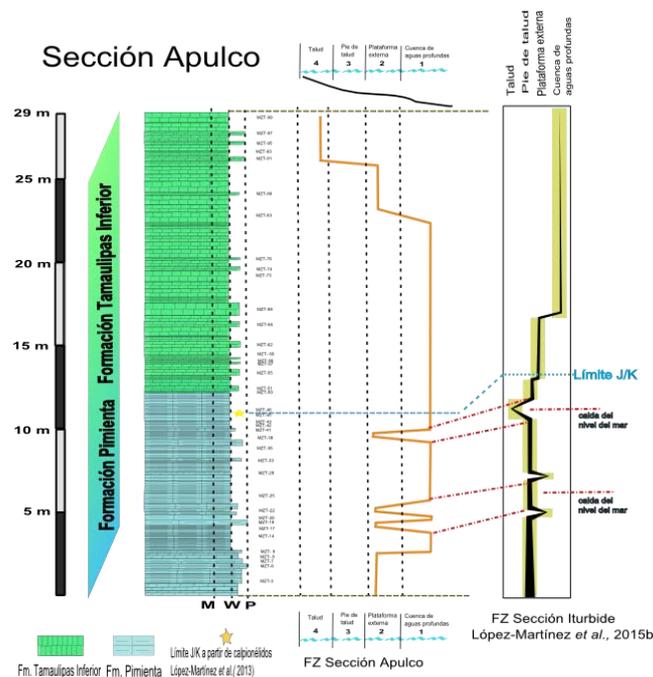


Figura 27. Comparación de las FZ de la sección Apulco y sección Iturbide, ambas presentan la Zona Crassicolitaria que identifican al Jurásico Tardío y a la Zona Calpionella como Berriasiano Temprano. Ambas secciones presentan caídas del nivel relativo medio del mar debajo del límite J/K.

Estos pulsos de descenso súbitos y de corta duración en el noreste y centro-este de México, podrían reflejar condiciones particulares de las cuencas en el momento de su depósito dentro de un Golfo de México en formación. Haq (2014) identifica a 147 millones de años (ma) un límite de secuencia de menor orden con el cual podría correlacionarse estos descensos en el tirante de agua.

El evento IV correspondiente a la asociación SMF 3 Rad-III, nuevamente se observa un incremento en el nivel relativo medio del mar o tendencia a la profundización y que al igual a todas las asociaciones anteriores, la actual asociación es rica en radiolarios, arcillas y materia orgánica, pero ya con una tendencia a la disminución de estas tres condiciones.

Con respecto al comportamiento isotópico del  $\delta^{13}\text{C}$ , también se presenta una tendencia a la disminución de los valores enriquecidos en C ligero hacia valores más cercanos a 0 ‰, lo que indica un cambio en el comportamiento del ciclo del C dentro de este sistema. Mientras que el oxígeno comienza a tener un comportamiento que puede ser utilizado, debido a que las muestras correspondientes a los eventos I y II presentan cierto grado de alteración diagenética que oscurecen los resultados isotópicos del O.

El evento IV se ve interrumpido por la aparición súbita y de corta duración de la asociación SMF 2 Rad-Biotur. Esta asociación identificada como Evento V, figura 26 y 27, tiene gran relevancia para la cuenca, debido a que este descenso en el tirante de agua se localiza apenas por debajo del límite J/K y es identificado en otras secciones como el Huizachal por Eguiluz *et al.* (2012) a partir de una discordancia paralela y en la sección Iturbide por la aparición súbita de brechas (López-Martínez *et al.*, 2015b) estas últimas similares a otras regiones del Tetis (*e.g.* Reháková, 2000; Grabowski *et al.*, 2010; Michalík y Reháková, 2011; Wimbledon *et al.*, 2013).

El evento V de la sección Apulco, ver figura 26, se correlaciona con los eventos coetáneos previamente descritos y posiblemente con un límite de secuencia de mayor orden a los 146.2 ma (Haq, 2014). Lo anterior concuerda con Eguiluz *et al.* (2012) que interpretan la discordancia de la sección el Huizachal como un límite de secuencia relacionado a una caída en el nivel del mar.

Los eventos I, II, III, IV y V tienen en común facies ricas en radiolarios, gran cantidad de materia orgánica, restos óseos fosfatados y una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y conforme avanza estratigráficamente tienen una tendencia a la disminución.

La tendencia del  $\delta^{13}\text{C}$  dentro de estos eventos I, II, III, IV y V también tiene un comportamiento a la disminución, sin embargo justo por debajo del límite J/K se presenta una pequeña excursión negativa de  $-0.5\text{‰}$ , ver figura 26, que quizá, este relacionado con un pequeño pulso en el aporte de materia orgánica rica en carbono ligero a causa de una menor distancia de la plataforma o a la incursión de aguas con características fisicoquímicas diferentes al evento IV con la que se venía presentando de la cuenca de depositación de la sección Apulco.

Estos cambios isotópicos presentados, apoyan la teoría de cambios paleoclimáticos asociados a cambios en la paleoceanografía y la distribución de masas de agua y tierra emergida. Algunos autores sugieren que para el Cretácico Temprano se da el fin de los endemismos en el Tetis Occidental (Adatte *et al.*, 1994; 1996; Cantú-Chapa, 1989) y que hay una mayor interacción de las faunas occidentales con las orientales del Tetis, facilitando su correlación a partir de una posible conexión definitiva (López-Martínez *et al.*, 2013). Sin olvidar, que se podrían seguir presentando pequeños puentes temporales de conexión a través el Tetis Oriental con la parte Occidental, como también han sido identificado por algunos autores *e.g.* Zell y Stinnesbeck (2015) que identifican la presencia de faunas boreales en el Jurásico Tardío al noreste de México.

Este último cambio fisicoquímico y cambio en el nivel relativo medio del mar pudo haber sido el parte-aguas para dar pie a la asociación SMF3 Calp-I.

La asociación SMF3 Calp-I identificado como el evento VI, ver figura 26, presenta características texturales muy diferentes a todo lo que se venía presentando en la sección; pasando de facies ricas en radiolarios a facies completamente dominadas por organismos carbonatados lo que denota el cambio fisicoquímico en las propiedades del agua, que favorecen la presencia de estos organismos además de ello un descenso en la cantidad de arcillas indiferenciadas.

Este evento VI se mantienen en una cuenca de aguas profundas que nuevamente correlaciona con la sección Iturbide de López—Martínez *et al.* (2015b), sin embargo,

deja de correlacionarse con los eventos identificados por Haq (2014). Dentro de este evento VI se localiza el límite J/K establecido por López Martínez *et al.* (2013) entre los estratos 45-46.

El cambio faunístico también coincide con el decremento de las arcillas en la sección Apulco. Adatte *et al.* (1994; 1996) a partir de bioestratigrafía y difracción de rayos x, asocia a los cambios de facies ricas en radiolarios a facies ricas en calpionélidos como un cambio importante en la fuente de detritos como resultado de cambios en las condiciones hidrológicas.

Registros palinológicos realizados por Batten (1984) para Norteamérica, interpreta cambios climáticos cercanos al límite J/K con condiciones cálido-húmedas en el Jurásico hacia condiciones de climas más contrastantes hacia el Cretácico. Este argumento coincide con Föllmi (2012) que indica que para el Cretácico Temprano se presentan condiciones de mayor aridización.

Otros autores que apoyan cambios en las condiciones ambientales a través del Jurásico-Cretácico, sugieren que para el Jurásico Tardío se presentó una intensificación en el ciclo hidrológico, generado por un incremento en los valores de CO<sub>2</sub> que favoreció e incrementó la erosión y transferencia de nutrientes del continente a los océanos (Weissert y Mohr, 1996)

Por lo tanto, la mayor presencia de arcillas a través de las facies titonianas pueden ser el resultado de un incremento en las condiciones de humedad e intemperismo químico como lo sugiere Adatte *et al.* (1994; 1996) con la presencia de caolinita durante el Titoniano Tardío; lo cual concuerda con lo sugerido para la Fm. Pimienta en la cual se indica que la intensidad de la meteorización química fue de moderada a intensa durante la génesis de la formación (Armstrong-Altrin *et al.*, 2013).

La presencia de facies ricas en radiolarios en los eventos I, II, III, IV y V podría estar favorecida por las condiciones de mayor aporte de arcillas y material detrítico a la cuenca donde se ubica la sección Apulco y un decremento podría tener implicaciones en el cambio faunístico y en la tasa de sedimentación.

Por otro lado, las asociaciones SMF3 Calp- I (Evento VI) y SMF10 Calp y SMF 5 Calp facies (Evento VII) corresponden a facies berriasianas, donde el decremento de las arcillas para la sección Apulco podría estar correlacionada con los cambios de la clorita e illita en el trabajo de Adatte *et al.* (1996). Debido a que la clorita e illita son arcillas más susceptibles a la meteorización física y su presencia podría reflejar condiciones climáticas más extremas como la aridización sugerida por Batten (1984).

Adatte *et al.* (1996) reconocen el cambio faunístico de facies de radiolarios a facies de calpionélidos y en este cambio, identifican que la primera aparición masiva de calpionélidos, coincide con la aparición de especies de amonites del mediterráneo lo que consideran una clara evidencia de un establecimiento directo en la comunicación entre el Golfo de México y el Tetis europeo.

Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  de la sección Apulco se encuentran dentro los valores normales de los carbonatos marinos con valores cercanos a 0‰ (Hoefs, 2009), presentando valores en la base de la sección de -1.5 ‰ hasta valores de 1.1‰ hacia la cima de la sección.

El rango de los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  durante el intervalo J/K no excede el 1‰ y a menudo se obtienen valores de 0.5‰ (Dzyuba *et al.*, 2013). De acuerdo con Michalík *et al.* (2009) las curvas de isótopos de carbono a través del límite J/K alrededor del mundo muestran unas tendencias suaves, resultado de equilibradas tasas de bioproductividad y enterramiento de materia orgánica.

Facies con grandes cantidades de materia orgánica, lutitas negras y con cambios en el  $\delta^{13}\text{C}$ , se han documentado través del Cretácico y son consideradas como eventos anóxicos oceánicos, estos eventos han sido considerados como claves en el funcionamiento del ciclo del carbono y constituyen perturbaciones en el ciclo del carbono expresadas como excursiones en el  $\delta^{13}\text{C}$  que pueden ser positivas y negativas. Excursiones significativas positivas son controladas por el aumento en el enterramiento de depósitos ricos en carbono orgánico (Wagreich, 2012).

La sección Apulco muestra un cambio evidente del  $\delta^{13}\text{C}$  a través del límite J/K similar a lo documentado por Adatte *et al.* (1996), ver figura 28. En las facies correspondientes al

Titoniano Superior de la sección Apulco, los valores presentados son los valores más enriquecidos en  $^{12}\text{C}$  sumados a la presencia de gran productividad primaria con altas tasas de sedimentación y enterramiento; tradicionalmente estas condiciones se reflejarían al presentarse una excursión positiva de  $\delta^{13}\text{C}$ , como se observa en la figura 26.

Las influencias continentales presentes en esta cuenca de depositación, son evidenciadas por un aporte de isótopos estables ligeros tanto de O como de C que viajan en las aguas frescas que van del continente hacia el océano, que serían el principal vehículo de las arcillas y materia orgánica presentes en las facies titonianas, este aporte de isótopos ligeros podría estar reflejado a través de la curva del oxígeno donde para las facies Titonianas se presentan valores relativamente más ligeros comparados con la cima de la sección.

En periodos de mayor humedad hay un aumento en el aporte de aguas meteóricas hacia los océanos, aporte de nutrientes y detritos que van aumentando al igual que la tasa de meteorización biogeoquímica (Föllmi ,2012)

Una evidencia del grado de aporte de materiales continentales hacia la cuenca está evidenciada en el trabajo de Ortega-Flores (2011) en el cual sugiere que la procedencia de la materia orgánica de las formaciones del Jurásico y en especial la Fm. Pimienta genera un kerógeno tipo III, lo cual es indicativo de plantas superiores y que en este caso apoya la idea de una un aporte de material terrígeno hacia la cuenca para las asociaciones correspondientes al Titoniano.

Este periodo de mayor aporte de material terrígeno a la cuenca está asociado a cambios paleohidrológicos principalmente (Adatte *et al.*, 1996) lo que concuerda con Weissert y Mohr (1996) que indican que las condiciones del Jurásico Tardío son condiciones ambientales más húmedas que favorecen la transferencia de nutrientes al océano.

Por lo tanto, para las facies del Titoniano Superior tenemos un ambiente en el cual hay un gran aporte de  $^{12}\text{C}$  en forma de materia orgánica e isótopos ligeros que viajan en el

agua fresca proveniente del continente que llegan a la cuenca. El aporte de detritos favorece la productividad primaria evidenciada por las facies ricas en radiolarios.

Tanto la materia orgánica de las plantas superiores, así como la productividad primaria de las algas, ambas enriquecidas en  $^{12}\text{C}$  pasan rápidamente al fondo marino para ser enterrados.

En estas facies titonianas la presencia de organismos calcáreos no es muy representativa, por lo que la absorción de  $^{12}\text{C}$  por parte de organismos calcáreos para la construcción de sus testas es muy pobre, por lo tanto el  $^{12}\text{C}$  se encuentra disponible dentro del agua para la formación de carbonatos micríticos de las asociaciones SMF 2 Rad-A, SMF 3 Rad-I, SMF 2 Rad-B, SMF 3 Rad-II, SMF 2 Rad-C y SMF 3 Rad-III que podrían tener la influencia continental, favorecida por el carbono ligero presentando valores ligeramente más negativos del  $\delta^{13}\text{C}$  correspondientes a la asociaciones titonianas de la sección Apulco, figura 28.

Adatte *et al.* (1996) considera que el cambio a valores más positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  hacia el Berriasiano está relacionado al cambio faunístico y la aparición de facies ricas en calpionélidos, además de que este cambio tan significativo de fauna también puede implicar cambios en las características de las masas de agua, ver figura 28.

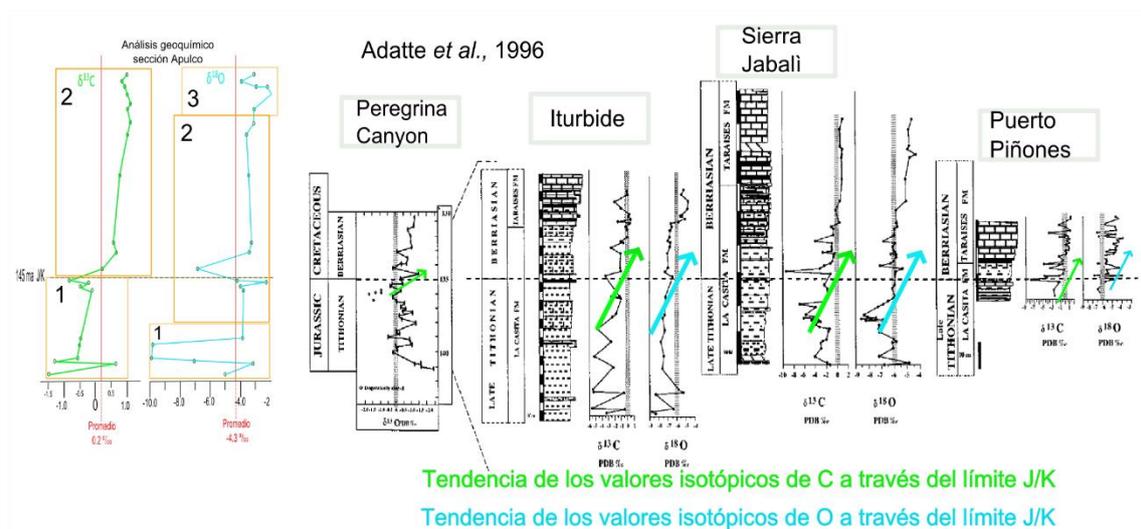


Figura 28. Comparación de los valores isotópicos de la sección Apulco contra los valores isotópicos reportados por Adatte *et al.* (1996). El  $\delta^{13}\text{C}$  se encuentra enriquecido en  $^{12}\text{C}$  en las facies correspondientes al Titoniano Tardío y pasan a valores más positivos del  $\delta^{13}\text{C}$ , asociado a un cambio en las masas de agua y grupo faunístico; evidenciando un cambio en las condiciones paleohidrológicas y paleoambientales; mientras que el  $\delta^{18}\text{O}$  también muestra una tendencia a valores más positivos Adatte *et al.* (1996) asocian este cambio a la influencia de masas de agua diferentes, provenientes de la región oriental del Tetis.

El cambio en los valores isotópicos anteriores podrían estar ligados a nuevas condiciones climáticas, paleoceanográficas y paleohidrológicas, ya que dichos cambios ambientales están documentados a partir de datos palinológicos de Abbink *et al.* (2001) que sugieren que para el Jurásico Tardío se presentan fluctuaciones en la temperatura y el clima.

Por encima al límite J/K dentro del mismo evento VI, que corresponde a la asociación SMF3 Calp-I, tenemos la presencia de facies ricas en calpionélidos, en estas facies también se evidencia la gran cantidad de productividad de la cuenca, sin embargo, esta productividad es menor que en el Titoniano Superior, evidenciado en un decremento en el aporte de material terrígeno. Esta hipótesis soporta la idea de un ambiente con condiciones más contrastantes y condiciones de aridización para el Cretácico Temprano (Föllmi 2012).

Los organismos carbonatados absorben preferencialmente al isótopo ligero para la construcción de sus testas (Hoefs, 2009), por lo que para estas facies sería de esperar que se presentara una excursión positiva del  $\delta^{13}\text{C}$ . Ya que el océano se ha empobrecido en C ligero (absorbido por los organismos que fabrican sus testas) y el océano presenta un enriquecimiento en el  $^{13}\text{C}$ .

Por lo tanto, el valor isotópico registrado en la matriz micrítica que fue analizada en este trabajo corresponde a una excursión positiva del  $\delta^{13}\text{C}$  para las facies Berriasianas en la figura 26 y 28.

El mayor cambio en el comportamiento isotópico reconocido en la sección Apulco a través del Límite J/K, sugiere un cambio en la productividad oceánica, influenciado por los cambios ambientales que aportan materiales hacia el océano.

Sin embargo, una posible influencia de otras masas de agua en el comportamiento isotópico no puede descartarse y menos considerando que algunos autores sugieren lapsos de comunicación con el resto del Tetis durante el Jurásico Tardío y una comunicación total comenzando al Cretácico Temprano.

Los valores isotópicos del  $\delta^{18}\text{O}$  en la sección Apulco no muestran una tendencia clara, presenta valores muy negativos en la base, pasando por valores muy erráticos exactamente por encima del límite J/K y que alcanza valores cercanos a  $-2\text{‰}$  hacia la cima de la secuencia.

Weissert y Channell (1989) consideran al O de los carbonatos de roca total como un elemento que no puede ser utilizado como marcador oceánico debido a que el O es un elemento temperatura-dependiente que es muy susceptible a la alteración diagenética.

Es posible que los valores isotópicos de la cima reflejen un poco más las condiciones de comunicación con el resto del Tetis y que los valores menos negativos puedan estar relacionados con un aporte de masas de agua con condiciones más frías o con una química diferente, esto sugerido por una sutil tendencia de pasar a valores menos negativos y que generalmente los valores más positivos en el  $\delta^{18}\text{O}$  son indicadores de temperaturas más bajas (Hoefs, 2009).

El evento VII consiste en dos asociaciones SMF10 Calp y SMF 5 Calp que indican condiciones de somerización de la cuenca, lo cual no coincide con lo reportado por López-Martínez *et al.* (2015b) para el noreste de México, sin embargo, quizás pueda estar reflejando la tendencia a largo plazo de un descenso en el nivel del mar, similar al presentado por Haq (2014), ver figura 26, con color morado y que podría estar favoreciendo la hipótesis de una mayor conexión con el resto del Tetis sumado a la presencia de los valores más positivos de O.

Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  en este evento, son los más enriquecidos en  $^{13}\text{C}$  lo cual está representado por la gran cantidad de organismos carbonatados, que desde el evento VI son indiscutiblemente los organismos mayoritarios de la cuenca.

## 6. Conclusiones

La sección Apulco contiene rocas que datan del Títoniano Superior y que alcanzan al Berriasiano Superior, edad determinada por la bioestratigrafía de calpionélidos de López-Martínez *et al.* (2013). Dentro de este intervalo de tiempo se identificaron 10 asociaciones de facies, las cuales muestran las condiciones del ambiente de depósito y las condiciones paleambientales prevalecientes durante la formación de los carbonatos que forman a la sección Apulco.

A partir de estas asociaciones se lograron identificar eventos que correlacionan con algunos registros de otras secciones en México y el mundo. Las asociaciones SMF 2 Rad-A, B, C y SMF 3 Rad-I,II, III así como SMF 2 Rad-Biotur y SMF 3 Calp-I correlacionan perfectamente con la sección Iturbide de López- Martínez *et al.*, (2015b) donde se muestran cambios en el tirante de agua, estas asociaciones difieren hacia la cima.

Por otro lado, los cambios identificados en la sección Apulco también se correlacionan con algunos eventos de cambios en el nivel del mar identificados por Haq (2014) en la curva de cambios en la línea de costa y los cambios en el nivel del mar en la curva de corto y largo plazo. De igual manera que con la sección Iturbide, la curva de cambios de nivel del mar a corto plazo de Haq (2014) pierde correlación hacia la cima.

La localización de dos eventos de descenso en el nivel relativo medio del mar como son el evento III y evento V de la sección Apulco son muy importantes, debido a que el evento III es posible que correlacione con un evento de límite de secuencia menor a los 147.6 ma. de Haq (2014) y la localización del evento V que correlaciona con las secciones Huizachal e Iturbide, ambas secciones muestran un descenso en el nivel del mar en México, que coinciden con el límite de secuencia mayor a los 146.2 ma. de Haq (2014) y que en todos los casos se presenta por debajo del límite J/K.

Las asociaciones identificadas presentan dos condiciones claras, definidas por el límite J/K. Las asociaciones títonianas (SMF 2 Rad-A, B, C y SMF 3 Rad-I, II, III así como SMF 2 Rad-Biotur, son facies ricas en radiolarios, arcillas indiferenciadas, con mucha materia

orgánica, con condiciones subóxicas en la interfaz agua sedimento. Mientras que las asociaciones berriasianas SMF 3 Calp1, SMF 10 Calp y SMF 5 Calp son facies ricas en calpionélidos, con pocas arcillas indiferenciadas y con una menor cantidad de materia orgánica.

Los cambios en las facies identificados se encuentran ligados a las condiciones de depósito y paleoambientales, siendo que para las asociaciones titonianas correspondientes a la Fm. Pimienta, se considera que un incremento en la meteorización química, generada por un aumento en las condiciones de humedad, favoreció el aporte de materia orgánica y arcillas a la cuenca de depósito de la sección. Un cambio en las condiciones paleoambientales hacia condiciones más áridas podría reflejar el descenso en la cantidad de arcillas y materia orgánica como se ven en las asociaciones berriasianas para Fm. Tamaulipas Inferior.

Los cambios en los isótopos de O y C, se encuentran correlacionados con los cambios paleoambientales también claramente definidos por el límite J/K. Para las asociaciones titonianas se presentan los valores más negativos de toda la sección con un  $\delta^{13}\text{C} = -1.5$  y  $-0.5\text{‰}$  que pasa valores positivos en las asociaciones berriasianas con un  $\delta^{13}\text{C}=1.0\text{‰}$ . Este cambio isotópico se debe al cambio faunístico que se presentó de organismos silíceos hacia organismos carbonatados a través del J/K, debido a los cambios en las condiciones fisicoquímicas de las masas de agua y a las condiciones paleoambientales. Sin embargo, no se puede descartar que se presenten surgencias concomitantemente con las condiciones paleohidrológicas en las facies titoninas.

Por su parte el  $\delta^{18}\text{O}$  presenta valores muy erráticos en la base de la sección, por lo que se considera que la presencia de condiciones diagenéticas no permiten la utilización completa de estos valores. A pesar de ello, se muestra una tendencia de pasar de valores enriquecidos en isótopos ligeros antes del límite J/K hacia valores un poco menos enriquecidos en estos isótopos ligeros que podrían reflejar la incursión de aguas frías provenientes del Tetis europeo, indicando una conexión permanente a partir del Berriasiano Temprano como lo han sugerido algunos autores.

## 7. Referencias bibliográficas

Abbink, O., Targarona, J., Brinkhuis, H., Visscher, H., 2001, Late Jurassic to earliest Cretaceous paleoclimatic evolution of the southern North Sea: *Global and Planetary Change*, 30, 231-256.

Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., 1994, The Jurassic-Cretaceous boundary in Northeastern Mexico. Confrontation and correlations by microfacies, clay minerals mineralogy, calpionellids and ammonites: *Geobios*, 17, 37-56.

Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., Hubberten, H., 1996, Paleooceanographic changes at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Western Tethys, northeastern Mexico: *Cretaceous Research*, 17, 671-689.

Aguilera, H., 1972, Ambientes de depósito de las Formaciones del Jurásico Superior en la Región Tampico-Tuxpan: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24, 129-163.

Alley, R.B., Cuffey, K.M., 2001, Oxygen- and hydrogen-isotopic ratios of water in precipitation: beyond paleothermometry: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 43, 527-553.

Ángeles-Villeda, M., 2004, Paleoecología y bioestratigrafía del contacto entre las formaciones La Casita y Taraises en la Sierra de Minas Viejas, al noreste de Monterrey, Nuevo León, México, Universidad Nacional Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 90 p.

Armstrong-Altrin, J., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosalez-Hoz, L., Il Lee, Y., Balaram, V., Cruz-Martínez, A., Ávila-Ramírez, G., 2013, Geochemistry of the Jurassic and Upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, eastern Mexico. Implications for source-area weathering, provenance, and tectonic setting: *C.R. Geoscience*, 345, 185-202.

Basáñez-Loyola M. A., Fernández Turner, R., Rosales-Dominguez, C., 1993, Cretaceous Platform of Valles-San Luis Potosí Northeastern Central México. En Simó, J., Scott, R., Masse, J. *Cretaceous Carbonate Platforms*. AAPG Memoir, 51-59.

Batten, J. 1984, Palynology, climate and the development of Late Cretaceous floral provinces in the Northern Hemisphere; a review, en Brenchley, P., ed. *Fossils and Climate*, 127-164.

Belt, B., 1925, Stratigraphy of the Tampico District of Mexico: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 9, 136-144.

Boggs, S., 2006, Principles of Sedimentology and stratigraphy, New Jersey, Pearson Prentice Hall, 662 p.

Bonet, F., 1956, Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del Este de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 8, 389-488.

Borja-Baeza, R. C., 2012, Diseño de un sistema de alerta temprana para mitigar el impacto generado por la inestabilidad de laderas: Tlatlauquitepec, Sierra Norte de Puebla, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 227 p.

Burckhardt, C. 1930, Etude Synthetique sur le Mesozoique mexicain: Mém. Soc. Pal. Suisse, 49-50, 65.

Cantú-Chapa, A., 1967, El Límite Jurásico- Cretácico en Mazatepec, Puebla (México), En: Sección Geología. Monografía, Instituto Mexicano de Petróleo: 1, 3-24.

Cantú-Chapa, A., 1971, La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 3, 17-40.

Cantú-Chapa, A., 1984, El Jurásico Superior de Tamán, San Luis Potosí, Este de México, en III Congreso Latinoamericano de Paleontología, Memoria, 207-212.

Cantú-Chapa, A., 1989, Precisiones sobre el Límite Jurásico-Cretácico en el subsuelo del este de México: Rev. Soc. Mex. Paleontol., 2, 26-69.

Cantú-Chapa, A., 1999, Confrontation of stratigraphic methods to define the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern Mexico subsurface. *En* Bartolini, C, Wilson, J. y Lawton, T. eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper, 340, 93-103.

Cantú-Chapa, A., 2003, Subsurface mapping and structural elements of the top Jurassic in eastern Mexico (Poza Rica and Tampico districts), en Bartolini, C. Buffler, R. y Blickwede, J. eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, 330–339.

Carrillo-Bravo, J., 1965. Estudio Geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: Bol. Asoc.Mex. Geol. Petrol., 12, 73-96.

Castro, M., Martínez, R. 1977. Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazonas, en Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tec. de Explor., Informe inédito, 68 p.

Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé: 1975, Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé: Lyon, Neuchâtel, septembre, 1973: Paris, Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières 86, 383 p.

Cope, J., 2008, Drawing the line: the history of the Jurassic-Cretaceous boundary: Proceedings of the Geologists' Association, 19, 105-117.

Coplen, T.B., 1988, Normalization of oxygen and hydrogen isotope data: Chemical Geology, 72, 293-297.

Coplen, T., Brand, W., Gehre, M., Gröning, M., Meijer Harro, A., Toman, B., Erkouteren, R., 2006, New Guidelines for  $\delta_{13}\text{C}$  Measurements: Analytical Chemistry, 78, 2439-2441.

Craig, H., Gordon, L. 1965, Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere, en Symposium on marine geochemistry, Graduate School of Oceanography, Univ. Rhode Island, OCC Publ, 3, 277.

Dansgaard, W., 1954. The O18-abundance in fresh water: Geochimica et Cosmochimica Acta, 6, 241-260.

Dansgaard, W., 1964, Stable Isotopes in precipitation, Tellus, 16, 436-468.

Dunham, R., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, en Ham, W. ed., Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121.

Dzyuba, O., Izokh, O., Shurygin, B., 2013, Carbon isotope excursion in Boreal Jurassic-Cretaceous boundary section and their correlation potential: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 381-382, 33-46.

Eguiluz, S., 2011, Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63, 285-311.

Eguiluz, S., Aranda, M., Marrett, R. 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 8, 1-26.

Eguiluz, S., Olivares-Ramos, D., Lopez-Martinez, R. 2012, Discordancia entre el Jurásico y Cretácico en Huizachal, Tamaulipas, Mexico: Su posible correlación con un límite de secuencia global: Revista mexicana de Ciencias Geológicas, 29, 87-102.

Embry, A., Klovan, J., 1971. A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geologist*, 19, 730-781.

Enay, R., Geysant, J., 1975, Faunes d'ammonites du Tithonique des chaines betiques (Espagne meridionale), *en Colloque limite Jurassique-Cretace*. Lyon, Neuchatel 1973: *Memoire du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres*, 86, 39-55.

Faure, G., Mensing, T., 2005, *Isotopes, principles and applications*, John Wiley & sons, Inc, Hoboken, New Jersey, 1-873.

Flügel, E., 2010, *Microfacies of carbonate rocks analysis, Interpretation and application*: Springer-Verlag Berlin, 984p.

Föllmi, K., 2012, Early Cretaceous life, climate and anoxia: *Cretaceous Research*, 35, 230-257.

Gingerich, P., 2006. Environment and evolution through the Paleocene-Eocene thermal maximum: *Trends in Ecology and Evolution* 21, 246-253.

Grabowski, J., Michalik, J., Pszczółkowski, A., Lintnerová, O., 2010, Magneto-and isotope stratigraphy around the Jurassic/Cretaceous boundary in the Vysoká Unit (Malé Karpaty Mts, Slovakia): correlations and tectonic implications: *Geologica Carpathica*, 61, 309-326.

Gray, G., Lawton, T., 2011, New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63, 333-343.

Gröcke, D., Price, G., Ruffell, A., Mutterlose, J. Baraboshkin, E. 2003, Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 202. 97-118.

Grün, B., Blau, J., 1997, New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division: *Revue de Paléobiologie, Genève*, 16, 197-214.

Haq, B., 2014, Cretaceous eustasy revisited: *Global and Planetary Change*, 113, 44-58.

Heim, A., 1926. Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México): *Eclogae Geologicae Helveticae* 20, 84-87.

Hoedemaeker P. 1987, Correlative possibilities around the Jurassic/Cretaceous boundary: *Scripta Geologica*, 84, 1–55.

Hoedemaeker, P., Leereveld, H., 1995, Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Berriasian-lowest Aptian (Lower Cretaceous) of the Rio Argos succession, Caravaca, SE Spain: *Cretaceous Research* 16, 195-230.

Hoefs, J. 2009. *Stable Isotope Geochemistry*, Springer- Verlag Berlin, 1-285.

Holguin-Quiñones, N., 1988. Evaluación geoquímica del sureste de México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, *Boletín* 37, 3 – 48.

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., Pruner, P., Zakharov, V., Kostak, M., Chadima, M., Rogov, M., Lechta, S., Mazuch, M. 2007, Boreal–Tethyan correlation of the Jurassic–Cretaceous boundary interval by magneto- and biostratigraphy: *Stratigraphy and Geological Correlation*, 15, 63-75.

Imlay, R., 1936, Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.

Imlay, R., 1938. Ammonites of the Taraises Formation of northern Mexico: *Geological Society of America, Bulletin* 49, 539 – 602.

Imlay, R., 1939, Jurassic ammonites from Mexico: *Geol. Soc. America. Bull.*, 50, 78.

Imlay, R., 1943, Upper Jurassic ammonites from the Placer de Guadalupe district, Chihuahua, Mexico: *Jour. Paleontology*, 17, 87-95.

Imlay, R., 1953, Las formaciones Jurásicas de México: *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*, 15, 1-65.

Imlay, R., 1980, Jurassic paleobiogeography of the Conterminous United States in its Continental setting: *Geological survey professional paper*, 1062, 1-134.

Jenkyns, H., 1980, Cretaceous anoxic events: from continents to oceans: *J. geol. Soc. London*, 137, 171-188.

Lachniet, M., 2009, Climatic and environmental control on speleothems oxygen-isotope values: *Quaternary Science Reviews*, 28, 412-432.

LeGrande, A., Schmidt, G. 2006. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater: *Geophysical Research Letters* 33, 1-5.

Longoria, J., 1975, Estratigrafía de la Sierra Comancheana del Noreste de México: *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 36, 31-59.

Longoria, J. 1977, Bioestratigrafía del Cretácico Inferior basada en microfósiles planctónicos: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, 38, 2-17.

López-Caballero, I., Villaseñor, A., Olóriz, F. 2007, sobre una asociación de ammonites del Jurásico Superior (Tithonico) de Mazatepec, Puebla, México, en Díaz-Martínez, E. Rábano. I., eds., 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America Cuadernos del Museo Geominero, España, 8,245-249.

López-Martínez, R., Barragán, R., Reháková, D., 2013, 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 Science*: 47, 142-151.

López-Martínez, R., Barragán, R. Reháková, D., Martini, M., Eguiluz, S. 2015a, 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, 75-86.

López-Martínez, R., Barragán, R. Reháková, D., 2015b, Calpionellid biostratigraphy across the Jurassic/Cretaceous Boundary in San José de Iturbide, Nuevo León, northeastern Mexico: *Geological Quarterly*, 59, 581-592.

López-Palomino, I., Piña-Arce, M. 2007, Formación Pimienta, Jurásico Tardío (Tithoniano)-Cretácico Temprano (Berriasiano/Valanginiano), *Léxico estratigráfico de México*, 5p.

López-Ramos, E., 1979, *Geología de México*, Tomo II, 2da. Edición, México, 454p.

Lugo-Hubp, J., Zamorano-Orozco, J., Capra, L., Inbar, M., Alcántara-Ayala, I. 2005, Los procesos de remoción de masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999: Causa y efectos: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22. 212-228.

Martínez-Yáñez, M., 2015, Estudio de la formación Pimienta para evaluar su potencial como un yacimiento no convencional del tipo shale gas/oil; implicaciones y aportaciones, Instituto Politécnico Nacional, tesis de licenciatura, 178 p.

McArthur, J., Janssen, N., Reboulet, S., Leng, M., Thirlwall, M., 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): 248,391-430.

Michalík, J., 2009, 3rd Workshop on the Jurassic/Cretaceous Boundary of the IUGSSubcommission of Cretaceous Stratigraphy, Milano, Italy: *Geologica carpathica*, 60, 306.

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, 475-490.

Michalík, J., Reháková, D., Halásová, E., Lintnerova, O. 2009, The Brodno section – a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians), *Geologica Carpathica*, 60, 213-2332.

Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste UNter-Kreide der nordöslichen Sierra Madre Oriental, Mexico, Faziella Entwicklung eines passiven Kontinentalrandés: Darmstadt, Alemania, tesis doctoral 247p.

Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J., Canet, C., 2014, Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66, 491-505.

Ocampo-Díaz, Y., Jenchen, U., Guerrero-Suastegui, M., 2008, Facies y sistemas de deposito del Miembro Arenoso Galeana (Formaciones Taraises, Cretácico Inferior, NE de México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 438-464.

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, México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 106 p.

Ortuño, F., Adatte, T. Ubilla, O., Velásquez, J., Ramírez, A. 1990, Evolución geodinámica de los depósitos del Jurásico superior en el área del Prospecto Saltillo, implicaciones económico-petroleras: Proyecto CAO-4027, Informe Instituto Mexicano del Petróleo, 500p.

Padilla y Sánchez, R., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del Estado de Nuevo León: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, 2, 37-44.

Pedrazzini, N., Basáñez-Loyola, M., 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, 6-24.

Pérez-Crespo, V., Arroyo-Cabrales, J., Alva-Valdivia, L., Morales-Puente, P., Cienfuegos-Alvarado, E. 2012, Datos isotópicos ( $\delta_{13}C$ ,  $\delta_{18}O$ ) de la fauna pleistocénica de la Laguna de las Cruces, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29, 299-307.

Pessagno, E., Cantú-Chapa, A., Mattinson, J., Meng, X., Kariminia, S., 2009, The Jurassic-Cretaceous boundary: new data from North America and the Caribbean: Stratigraphy, 6, 185-262.

Price, G., Gröcke, D., 2002, Strontium-isotope stratigraphy and oxygen- and carbon isotope variation during the Middle Jurassic-Early Cretaceous of the Falkland Plateau, South Atlantic: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 183, 209-222.

Price, G., Rogov, M., 2009, An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 273, 41-49.

Ramírez- Fernández, J. A., Jenchen, U., 2016, Cinturones orogénicos sepultados bajo la Sierra Madre Oriental: basamento precámbrico y paleozoico (en línea): Nuevo León, Ciencia UANL, Revista de divulgación científica y tecnológica de la Universidad Autónoma de Nuevo León, actualizado julio-agosto 2016, disponible en <<http://cienciauanl.uanl.mx/?p=6018>> consultado 10 de septiembre de 2016.

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, 229-243.

Reháková, D., Halássová, E., Lukeneder, A., 2009, The Jurassic-Cretaceous boundary in the Gresten Klippenbelt (Nutzhof, Lower Austria): Implications for Micro- and Nannofacies analysis. Ann. Naturhist. Mus. Wien, 110 A, 345-381.

Reháková, D., Michalik, J., 1997, Evolution and distribution of calpionellids—the most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan microplankton: Cretaceous Research, 18, 493-504.

Remane, J., 1985, Calpionellids; *en* Bolli, H.M., Sanders, J.B., Perch- Nielsen, K. eds., Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press, 555-572p.

Remane, J., 1986. Calpionellids and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Acta Geologica Hungarica* 29, 15-26.

Révész, K., Landwehr, J., 2002,  $\delta_{13}\text{C}$  and  $\delta_{18}\text{O}$  isotopic composition of  $\text{CaCO}_3$  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, 2102-2114.

Salvador, A., 1991, Introduction. In *The Gulf of Mexico Basin*, *en* Salvador, A. ed. *The Geology of North America: Geological Society of America*, Boulder, 1 – 12.

Santamaria, D., Ortuño, F., Adatte, T., Ubilla, A., Ramirez, A., Navarrete, S. 1992, Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, Estado de Coahuila. Proyecto CAO-3508: Informe Instituto Mexicano del Petróleo, 610 p.

Schidlowski, M., 1987, Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on earth: *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* 15, 47–72.

Scholle, P. A., Arthur, M., 1980, carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones. Stratigraphic and petroleum exploration tool: *American Association of petroleum Geologist Buletin*, 64, 67-87.

Scholle, P. A., Ulmer-Scholle, D. S., 2003, A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains texture, porosity, diagenesis: Oklahoma, U. S. A. *American Association of Petroleum Geologists*, 459 p.

Shackleton, N., 1986. Paleogene stable isotope events: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*: 57, 91-102.

Stephenson, L., 1922. Some Upper Cretaceous Shells of the Rudistid Group from Tamaulipas, Mexico: *Proc. U. S. Nat. Hist. Mus.*, 61.

Stinnesbeck, W., Adatte, T., Remane, J., 1993, Mazatepec (Estado de Puebla, México) - reevaluación de su valor como estratotipo del límite Jurásico-Cretácico: *Revista Española de Micropaleontología*, 25, 63-79.

Suter, M., 1980, Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust-and-fold between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí

states): Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 4, 19-31.

Suter, M., 1990, Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Escala 1: 100,000: Revista del Instituto de Geología, 22, 55.

Trejo, M., 1960. La familia Nannoconidae y su alcance estratigráfico: America: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol, 12, 259-314.

Trejo, M., 1975. Tintínidos mesozoicos de México (Taxonomía y datos paleobiológicos): Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17, 329-449.

Trejo, M., 1980, Distribución estratigráfica de los tintínidos mesozoicos mexicanos, Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 12, 4-13.

Tucker, M., Wright, P. 1990, Carbonate sedimentology, Blackwell Science Ltd.

Urey, H. 1947, The thermodynamic properties of isotopic substances: J. Chem. Soc. 562.

Verma, H., Westermann, G. 1973, The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico: Bulletins of American Paleontology 63, 107 – 320.

Villaseñor, A., Olóriz, F., González-Arreola, C., 2010, Lower Tithonian microconchiate simoceratins from Eastern Mexico: Taxonomy, biostratigraphy, and palaeobiogeography: Acta Paleontológica Polonica, 56, 133-158.

Wagreich, M., 2012, "OAE 3"- regional Atlantic organic carbon burial during the Coniacian-Santonian: Clim. Past, 8, 1447-1455.

Weissert, H., Channell, J., 1989, Tethyan carbonate carbon isotope stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary: an indicator of decelerated global carbon cycling?: Paleoceanography, 4, 483-494.

Weissert, H., Erba, E., 2004, Volcanism, CO<sub>2</sub> and paleoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record: Journal of the Geological Society, London, 161, 1-8.

Weissert, H., Lini, A., Follmi, K., Kuhn, O., 1998, Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology: 137, 189-203.

Weissert, H., Mohr, H., 1996, Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 122, 27-43.

Werner, R., Brand, W., 2001, Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis: *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 15, 501-519.

Wierzbowski, H., Rogov, M., 2011, Reconstructing the palaeoenvironment of the Middle Russian Sea during the Middle-Late-Jurassic transition using stable isotope ratios of cephalopod shells and variations in faunal assemblages: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 299, 250-264.

Wilson, J., 1975, *Carbonate facies in geologic history*: New York, Springer-Verlag, 471p.

Wimbledon, W. 2008, The Jurassic-Cretaceous boundary: An age-old correlative enigma: *Episodes*, 31, 423-428.

Wimbledon, W., 2014, Warsaw remarks-Berriasian progress: *Volumina Jurassica*, 12, 107-112.

Wimbledon, W., Casellato, C., Reháková, D., Bulot, G., Erba, E., Gardin, S., Verreussel, R., Munsterman, D., Hunt, C., 2011, Fixing a basal Berriasian and Jurassic/Cretaceous (J/K) boundary is there perhaps some light at the end of the tunnel?: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 17, 295-307.

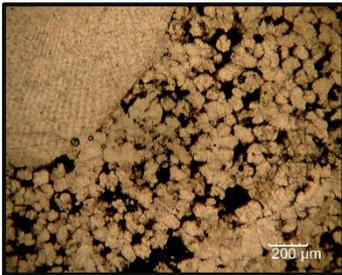
Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present: *Science* 292, 686-693.

Zak, K., Kosták, M., Man, O., Zakharov, V., Rogov, M., Pruner, P., Rohovec, J., Dzyuba, O., Mazuch, M., 2011, Comparison of carbonate C and O stable isotope records across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Thethyan and Boreal Realms: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 299, 83-96.

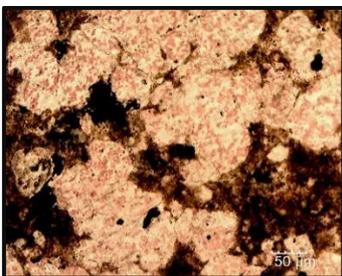
Zakharov, V., Rogov, M., Dzyuba, O., Zak, K., Kosták, M., Pruner, P., Skupien, P., Chadima, M., Mazuch, M., Nikitenko, B., 2014, Palaeoenvironments and palaeoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic realm: case study of the Nordvik section (north Siberia, Russia): *Polar Research*, 33, 19714.

Zell, P., Stinnesbeck, W., 2015, Kimmeridgian (Late Jurassic) cold-water idoceratids (Ammonoidea) from southern Coahuila, northeastern Mexico, associated with Boreal bivalves and belemnites: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32, 11-20.

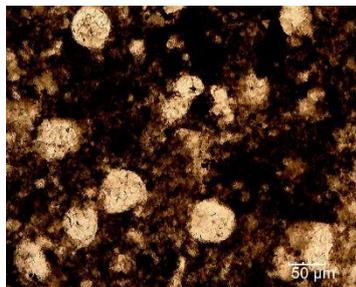
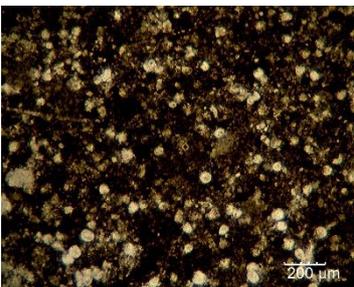
## Anexo uno. Información petrográfica de las láminas delgadas



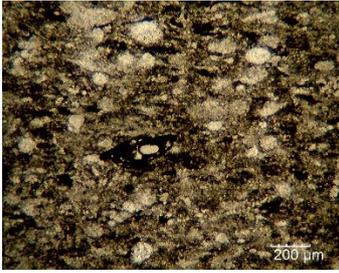
**Mzt 1.** Corresponde a un packstone dolomitizado casi en su totalidad ya que aparece un fragmento de equinodermo. Presenta una textura no planar en los cristales de dolomita con límites intercrystalinos curvos, lobulados e irregulares, con un mosaico de fábrica xenotópica con más de un 80% equigranular. Entre los cristales aparece materia orgánica.



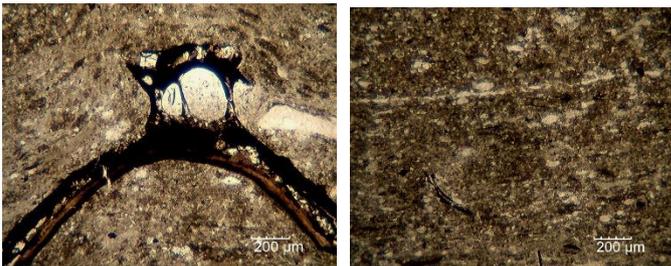
**MZT 2.** Corresponde a un packstone dolomitizado casi en su totalidad. Presenta una textura no planar con límites intercrystalinos curvos, lobulados e irregulares, con un mosaico de fábrica xenotópica con más de un 70% equigranular aunque en este estrato el tamaño de los cristales comienzan a ser menos similares. Entre los cristales aparece materia orgánica.



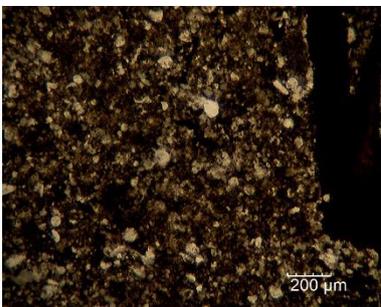
**MZT 3.** Corresponde a un packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica, además se localizan restos óseos fosfatados.



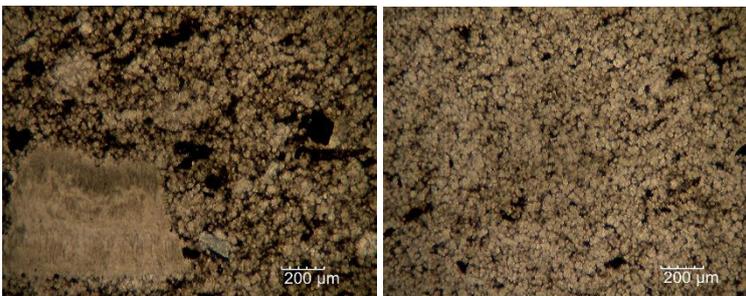
**MZT 5.** Corresponde a un packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica, además se localizan restos óseos fosfatados.



**MZT 6.** Corresponde a un packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica, además se localizan restos óseos fosfatados. Se encuentra laminación paralela y algunos intraclastos.

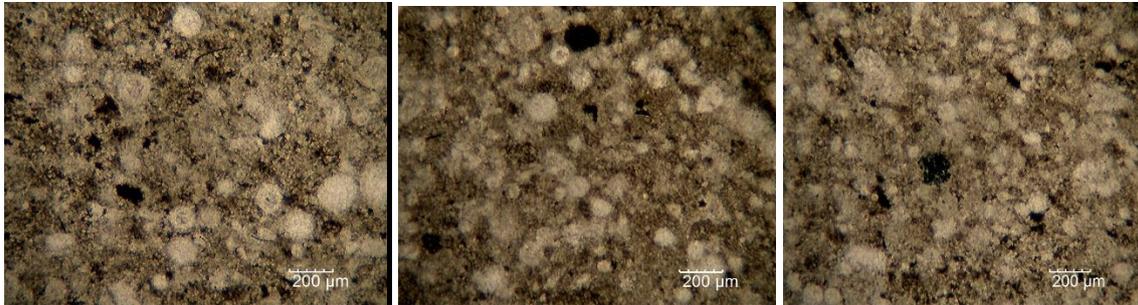


**MZT 7.** Corresponde a un packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica, además se localizan restos óseos fosfatados, algunos intraclastos.

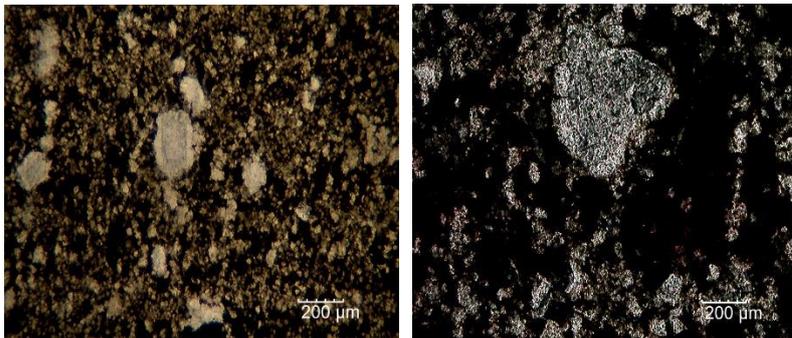


**MZT 8.** Corresponde a un packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una

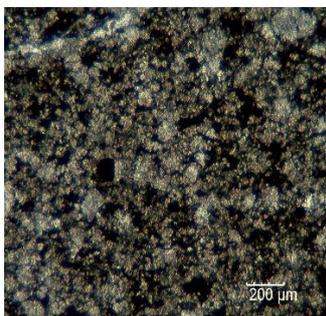
gran cantidad de arcillas indiferenciadas, se presenta una disminución en la cantidad de materia orgánica intercrystalina, además se localizan algunos intraclastos y la presencia de algunos fragmentos de equinodermos. También presenta dolomitización con una textura no planar en los cristales, con límites intercrystalinos curvos, lobulados e irregulares, con un mosaico de fábrica xenotópica.



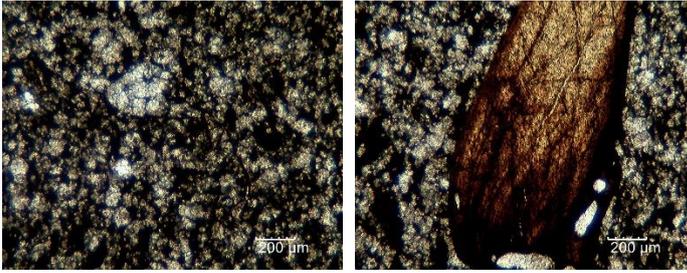
**MZT 10.** Corresponde a un packstone-wackestone de radiolarios con la presencia de calcionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas, se presenta una disminución en la cantidad de materia orgánica intercrystalina y las arcillas



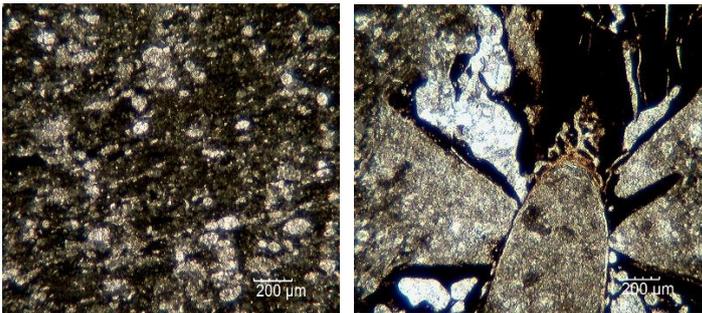
**MZT 11.** Corresponde a un wackestone- packstone de radiolarios con la presencia de calcionélidos,.Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con un mayor porcentaje de arcillas indiferenciadas que la lámina anterior, también hay un incremento en la cantidad de materia orgánica intercrystalina y presenta algunos intraclastos.



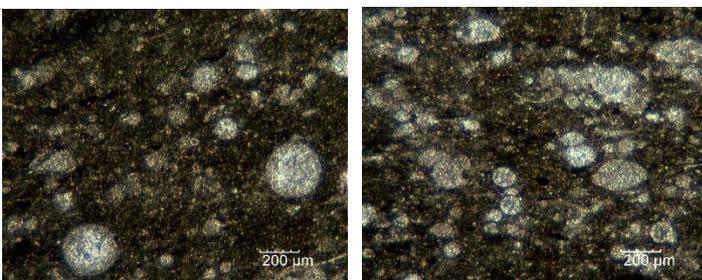
**MZT 12.** Corresponde a un wackestone- packstone de radiolarios con la presencia de calcionélidos, Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con un porcentaje de arcillas indiferenciadas similar a la lámina 10 de igual manera en la cantidad de materia orgánica intercrystalina y presenta algunos intraclastos.



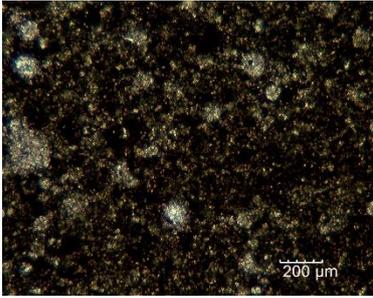
**MZT 14.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica, además se localizan restos óseos fosfatados.



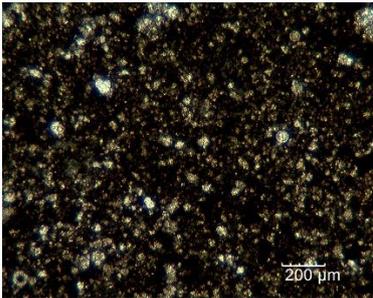
**MZT 15.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica, además se localizan restos óseos fosfatados y se muestra una laminación incipiente.



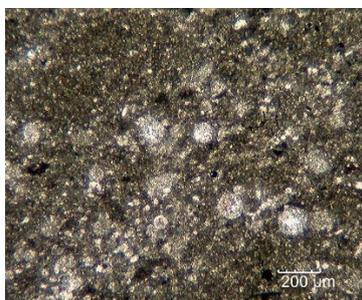
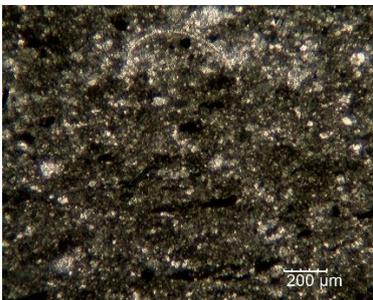
**MZT 16.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica, además se localizan restos óseos fosfatados y se muestra una laminación incipiente, similar a la lámina anterior, hay algunos fragmentos de ostrácodos y algunos intraclastos micríticos.



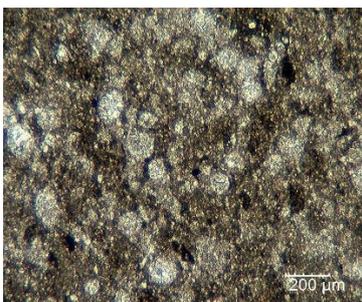
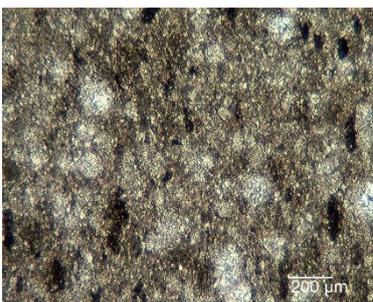
**MZT 17.** Corresponde a un wackestone de radiolarios con la presencia de calponélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica.



**MZT 18.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con la presencia de calponélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica.

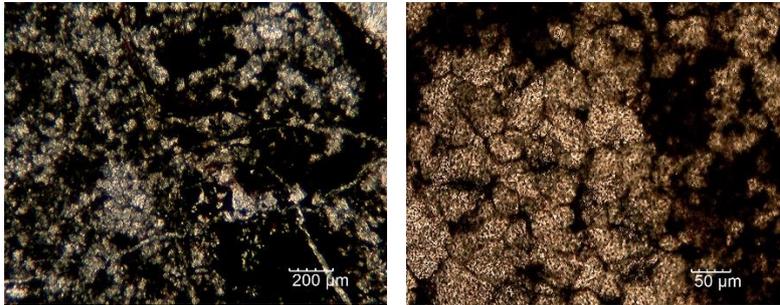


**MZT 19.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con la presencia de calponélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica, también se presentan restos óseos desarticulados y fosfatados y algunas amonitelas.

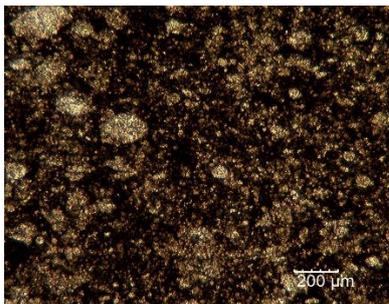


**MZT 20.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con la presencia de calponélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz

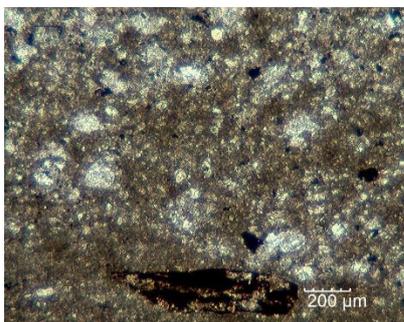
micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica, sin embargo, hay una disminución de ambas comparadas con las láminas anteriores, se presentan algunos intraclastos y también se encuentra la presencia de una amonitela.



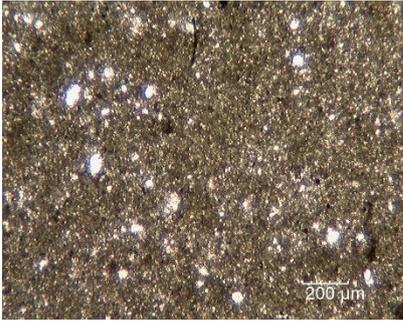
**MZT 21.** Corresponde a un wackestone de radiolarios con la presencia de calcionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas, y una gran cantidad de materia orgánica intercrystalina. También presenta dolomitización con una textura no planar en los cristales inequi granulares, con límites intercrystalinos curvados, lobulados e irregulares, con un mosaico de fábrica xenotópica.



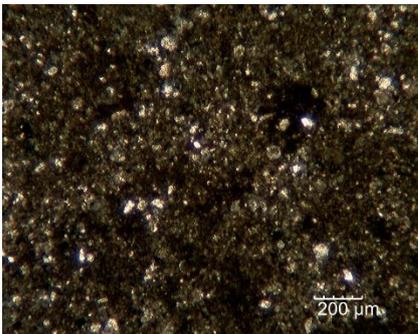
**MZT 22.** Corresponde a un packstone de radiolarios con la presencia de calcionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas, y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercrystalinos. Hay presencia de restos óseos fosfatados y fragmentos de ostrácodos.



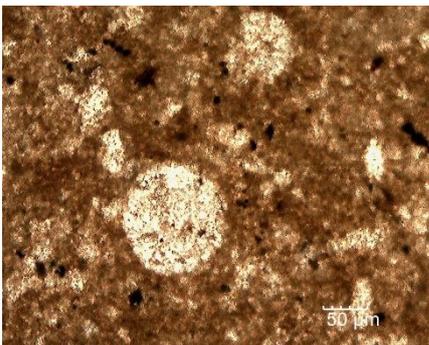
**MZT 24.** Corresponde a un packstone de radiolarios con la presencia de calcionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas, y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercrystalinos. Hay presencia de restos óseos fosfatados.



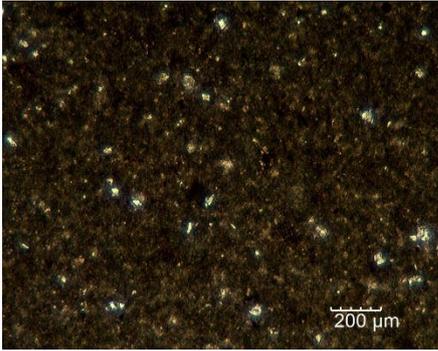
**MZT 25.** Corresponde a un wackestone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas, y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos pero en menor porcentaje que la lámina anterior.



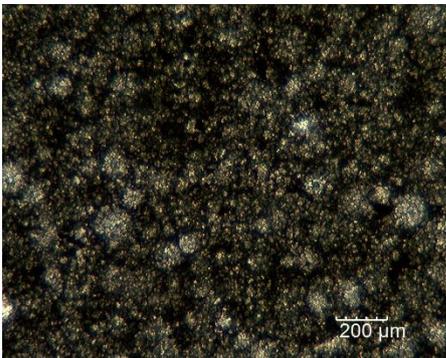
**MZT 27.** Corresponde a un wackestone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas, y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos con la presencia de algunos intraclastos micríticos.



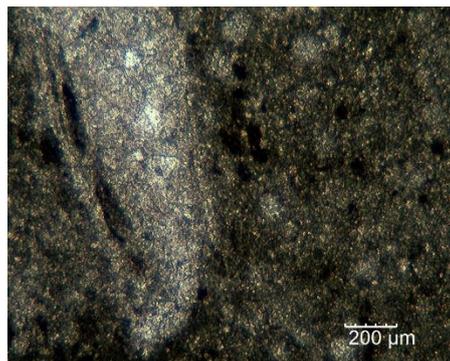
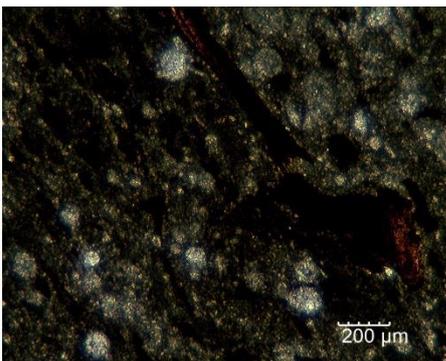
**MZT 28.** Corresponde a un wackestone de radiolarios con la presencia de calpionélidos ya en mayor cantidad. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas, y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos además se presentan algunos fragmentos de ostrácodos y equinodermos.



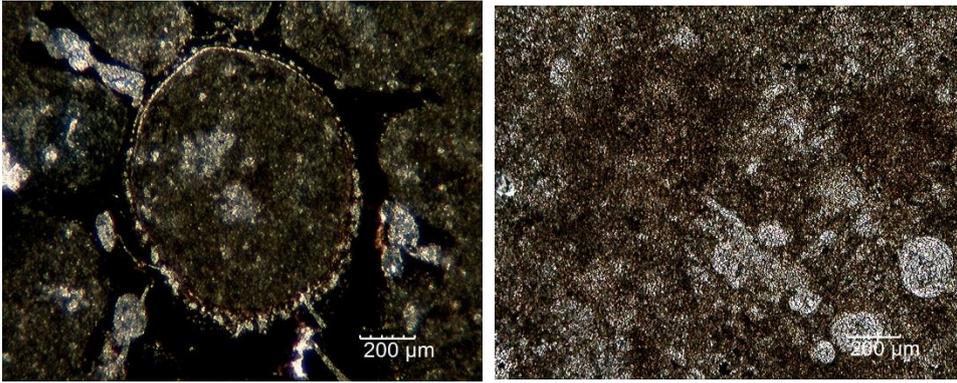
**MZT 29.** Corresponde a un wackestone-mudstone de radiolarios con la presencia de calcipionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos.



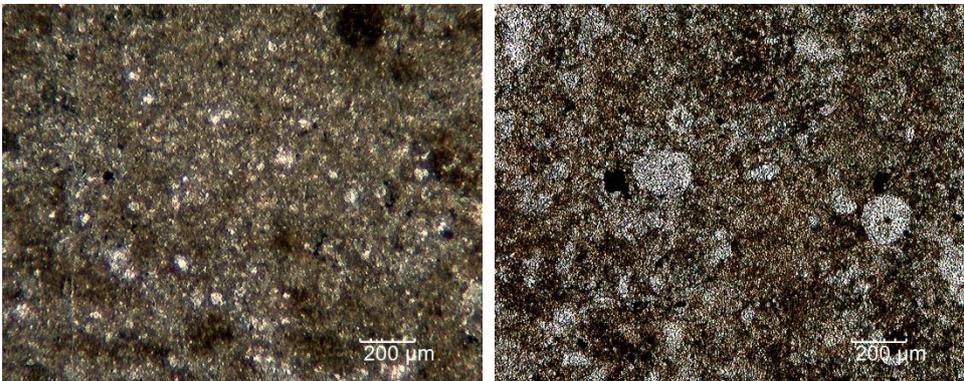
**MZT 30.** Corresponde a un wackestones-packstone de radiolarios con la presencia de calcipionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos, además se presentan algunos intraclastos.



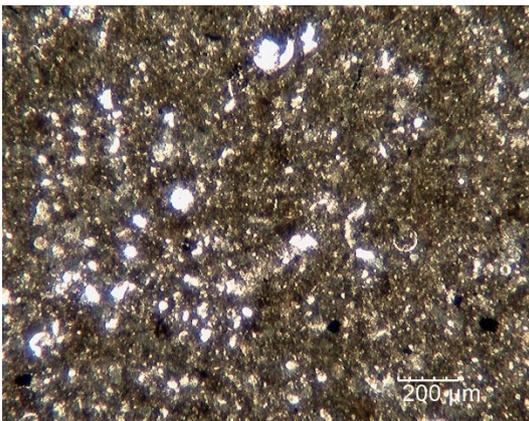
**MZT 31.** Corresponde a un wackestones-packstone de radiolarios con la presencia de calcipionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos, además se presentan algunos intraclastos y bioturbación y restos óseos fosfatados y desarticulados.



**MZT 32.** Corresponde a un wackestones-packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos, además se presentan algunos intraclastos y bioturbación y restos óseos fosfatados y desarticulados.

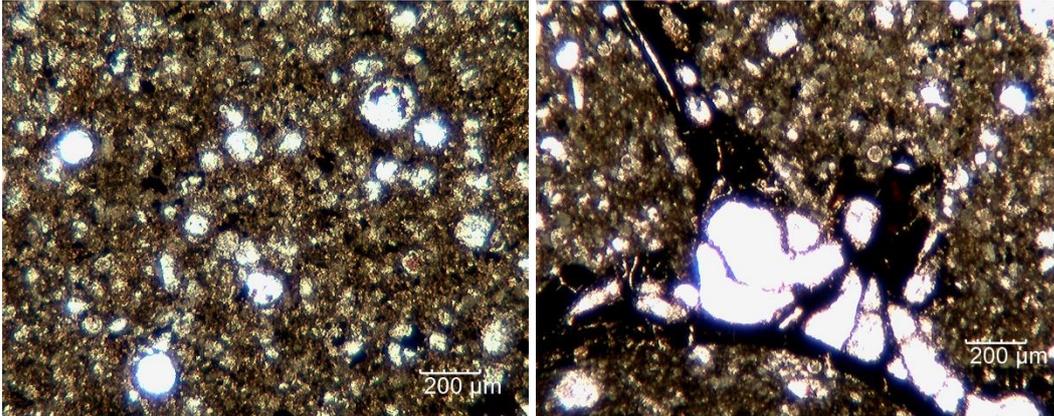


**MZT 33.** Corresponde a un wackestones-packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos, además se presentan algunos intraclastos y restos de ostrácodos.

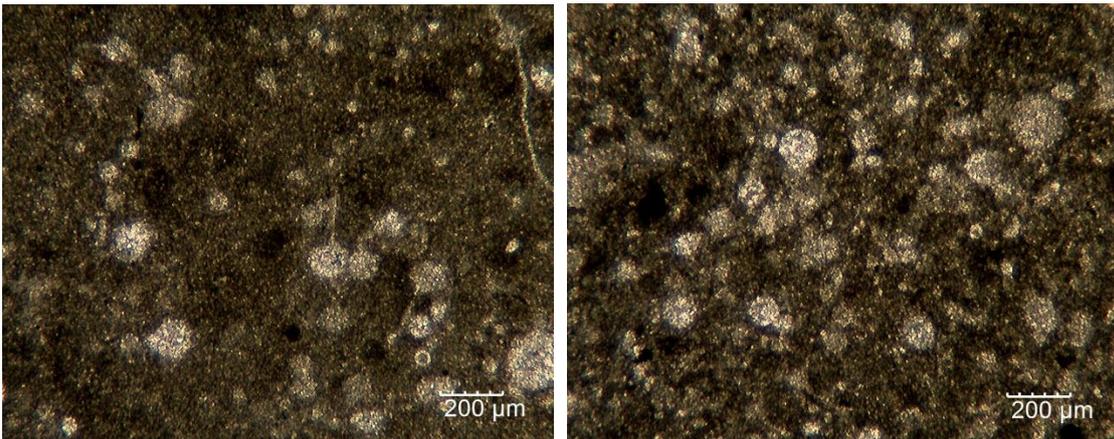


**MZT 34.** Corresponde a un wackestones-packstone de radiolarios con la presencia de calpionélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos, además se presentan algunos intraclastos

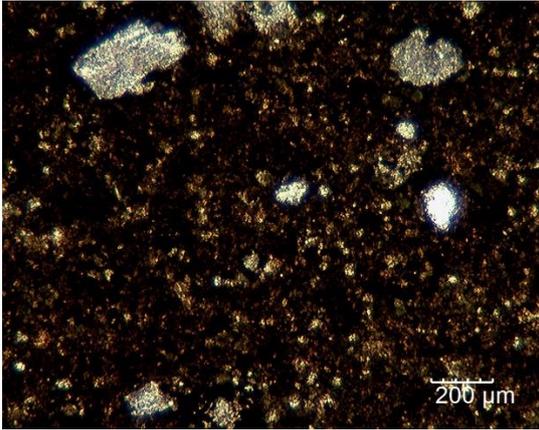
y restos de ostrácodos. La disminución de arcillas con respecto a las primeras láminas ya es muy marcada.



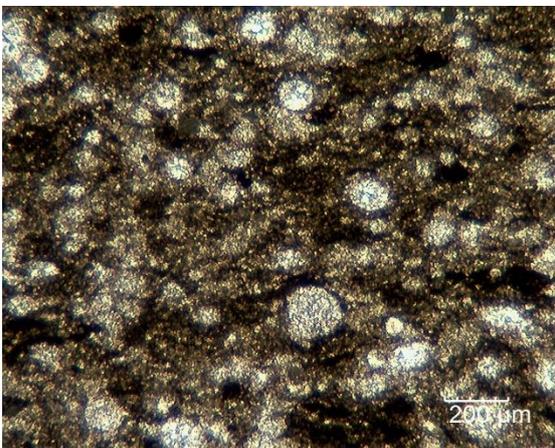
**MZT 35.** Corresponde a un wackestones-packstone de radiolarios con la presencia de calponélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos, además se presentan algunos intraclastos y bioturbación y restos óseos fosfatados y desarticulados. La disminución de arcillas con respecto a las primeras láminas ya es muy marcada.



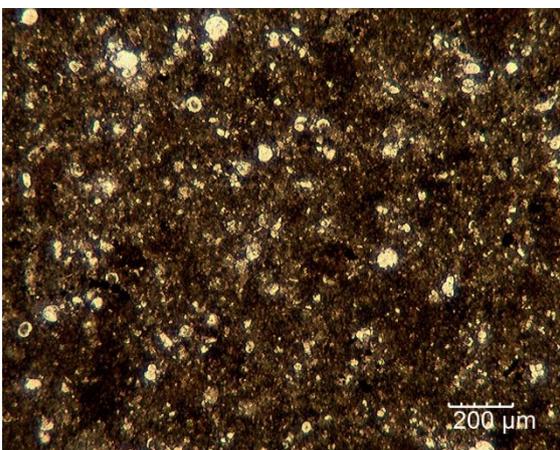
**MZT 36.** Corresponde a un wackestones-packstone de radiolarios con la presencia de calponélidos. Los aloquímicos esqueletales se encuentran embebidos en una matriz micrítica con una gran cantidad de arcillas indiferenciadas y una gran cantidad de materia orgánica en los poros intercristalinos, además se presentan algunos intraclastos y bioturbación y restos óseos fosfatados y desarticulados. La disminución de arcillas con respecto a las primeras láminas ya es muy marcada.



**MZT 37.** Corresponde a un wackestone de radiolarios con calpionélidos, la cantidad de calpionélidos ya es mucho mayor con respecto a las primeras láminas, se presenta una gran cantidad de arcilla en la matriz micrítica, además hay una mayor presencia de fragmentos de equinodermos.

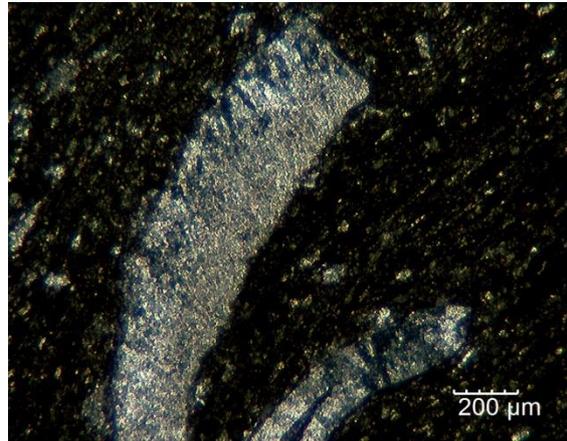
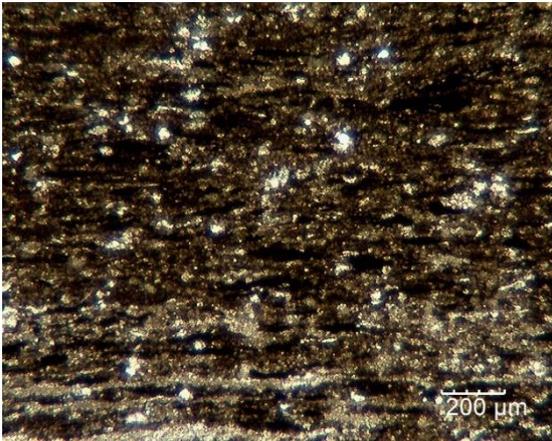


**MZT 38.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con calpionélidos, la cantidad de calpionélidos ya es mucho mayor con respecto a las primeras láminas, se presenta una gran cantidad de arcilla en la matriz micrítica, además hay una mayor presencia de fragmentos de equinodermos, hay una laminación incipiente y bioturbación.

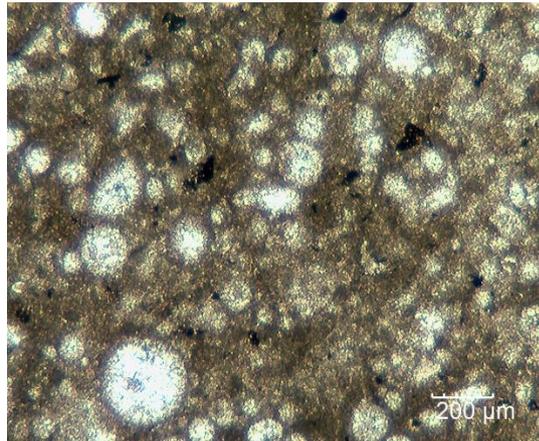
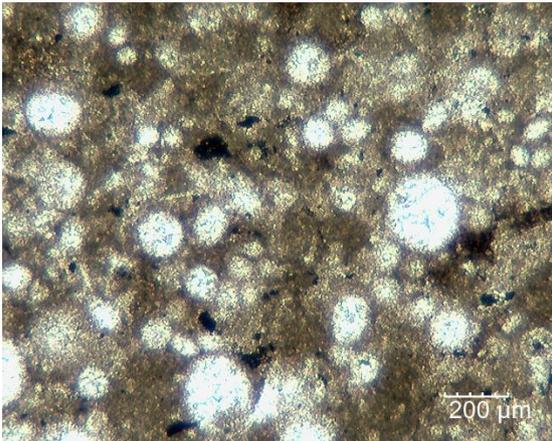


**MZT 39.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con calpionélidos, la cantidad de calpionélidos ya es mucho mayor con respecto a las primeras láminas, se

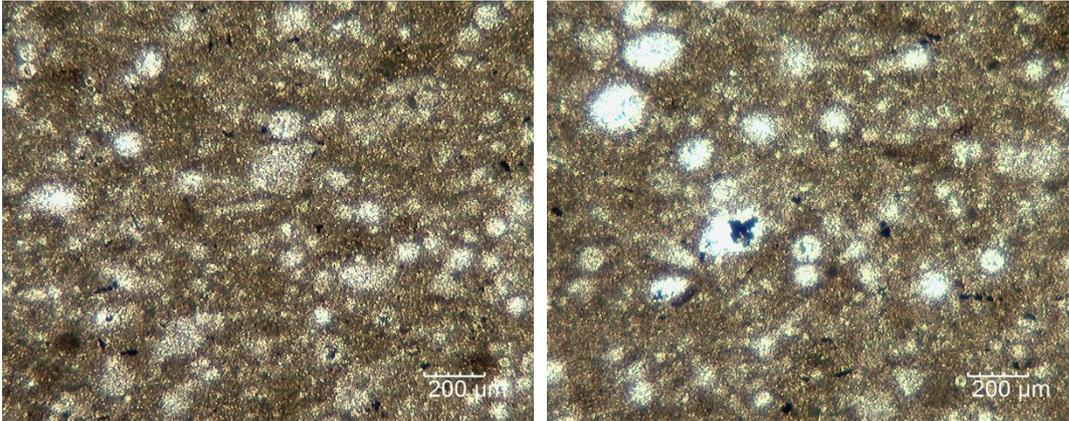
presenta una gran cantidad de arcilla en la matriz micrítica, además hay una mayor presencia de fragmentos de equinodermos.



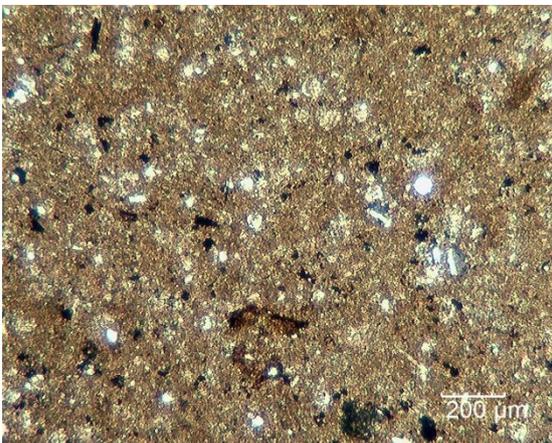
**MZT 40.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con calpionélidos, la cantidad de calpionélidos ya es mucho mayor con respecto a las primeras láminas, se presenta una gran cantidad de arcilla en la matriz micrítica, además hay una mayor presencia de fragmentos de ostrácodos, se presenta laminación paralela y los restos de un braquiópodo.



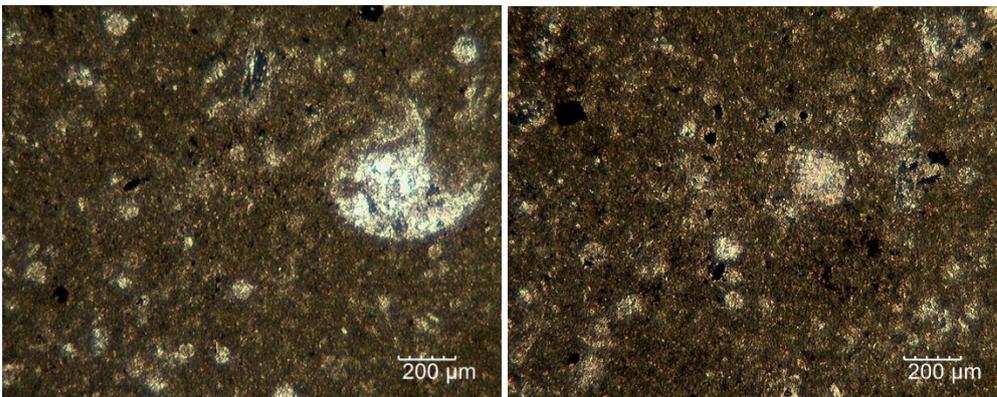
**MZT 41.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con calpionélidos, la cantidad de calpionélidos ya es mucho mayor con respecto a las primeras láminas, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica. No se presentan fragmentos de equinodermos ni ostrácodos como en la lámina anterior.



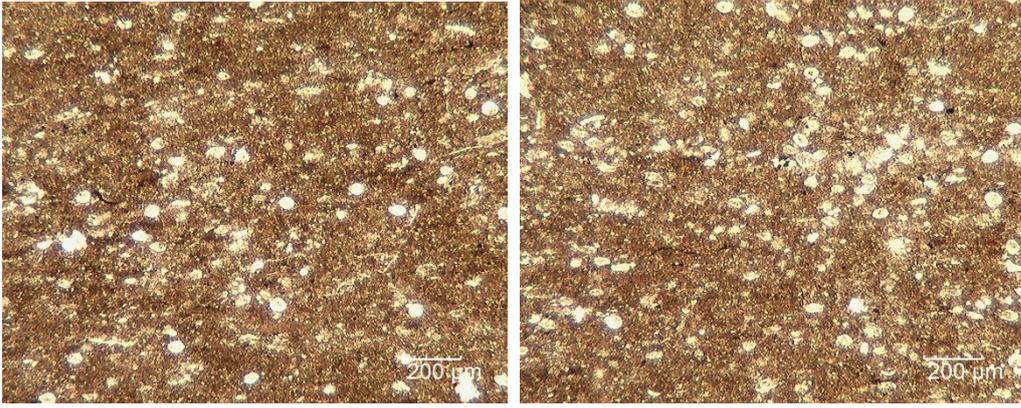
**MZT 42.** Corresponde a un wackestone-packstone de radiolarios con calcionélidos, la cantidad de calcionélidos ya es mucho mayor con respecto a las primeras láminas, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica. No se presentan fragmentos de equinodermos ni ostrácodos como en la lámina 40.



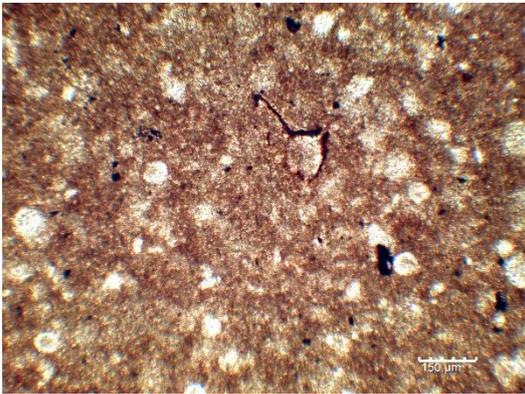
**MZT 43.** Corresponde a un wackestone de radiolarios con calcionélidos, la cantidad de calcionélidos ya es mucho mayor con respecto a las primeras láminas, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica. Se presentan muy escasos fragmentos de equinodermos y ostrácodos.



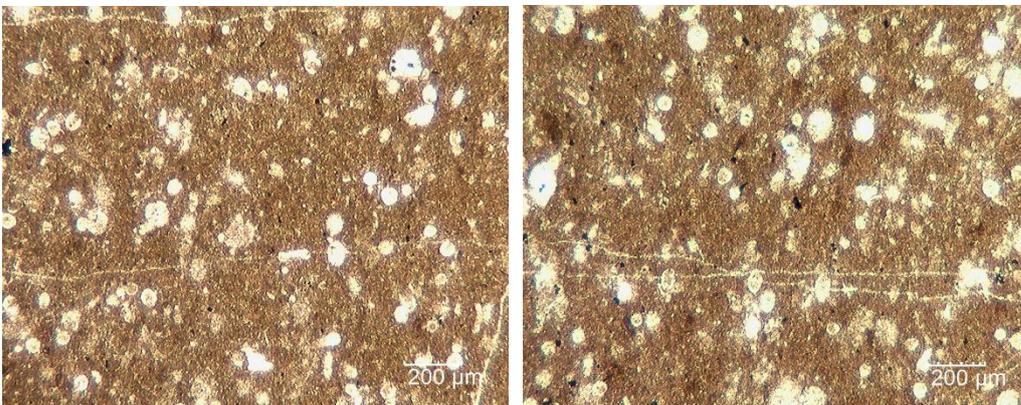
**MZT 44.** Corresponde a un wackestone de radiolarios con calcionélidos, la cantidad de calcionélidos ya es mucho mayor con respecto a las primeras láminas, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica. Se presentan muy escasos fragmentos de equinodermos y ostrácodos. Se presentan un par de amonitelas.



**MZT 45.** Corresponde a un wackestone de radiolarios con calpionélidos, la cantidad de calpionélidos ya es 50 y 50 %, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica. Se presentan muy escasos fragmentos de equinodermos y ostrácodos. Hasta esta lámina los radiolarios presentes son identificados por López-Martínez *et al.* (2013) como pertenecientes a la Zona Crassicollaria subzona Colomi indicativos del Titoniano Tardío.

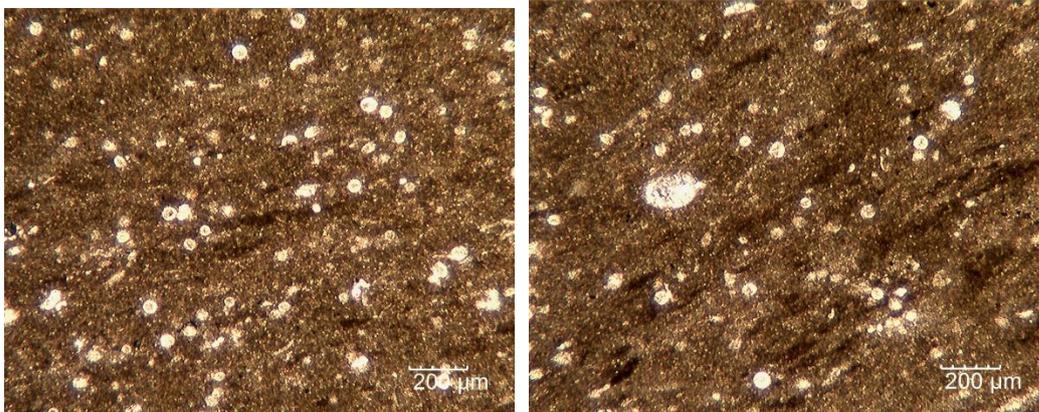


**MZT 46.** Corresponde a un wackestone de calpionélidos, la cantidad de calpionélidos ya es 50 y 50 %, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica. Se presentan muy escasos fragmentos de equinodermos y ostrácodos. Se muestran también restos óseos fosfatados. López-Martínez *et al.* (2013) identifican a partir de este estrato, una mayor cantidad de *Calpionella alpina* considerando a este estrato como el inicio del Berriasiano.

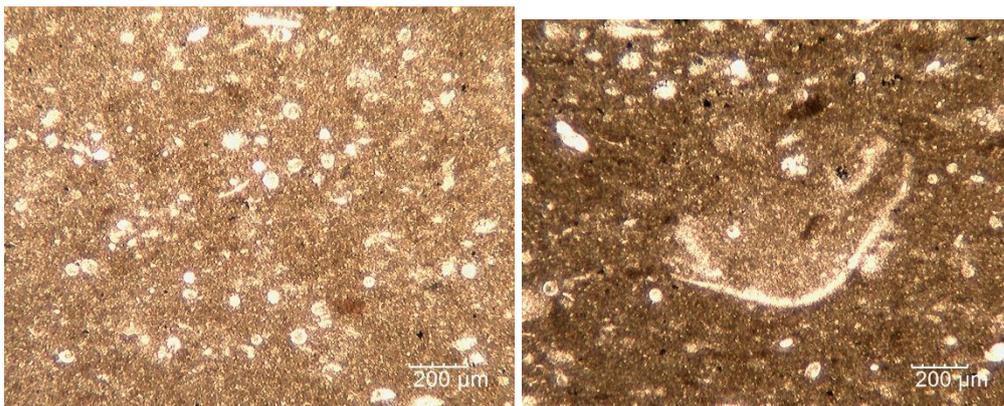


**MZT 47.** Corresponde a un wackestone de calpionélidos con radiolarios, la cantidad de calpionélidos es mayor al 50% de aloquímicos en la lámina, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica. Se presentan muy escasos fragmentos

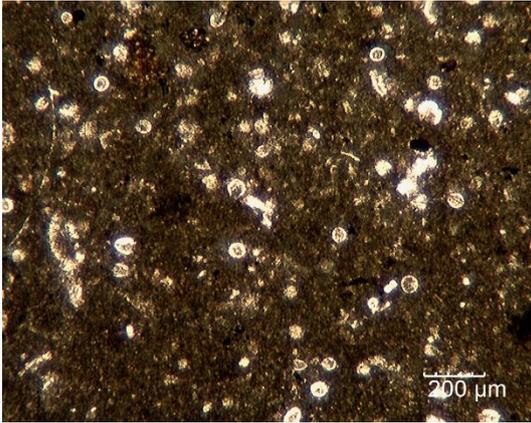
de equinodermos y ostrácodos. A partir de esta lámina en adelante ya se consideran facies ricas en calpionélidos



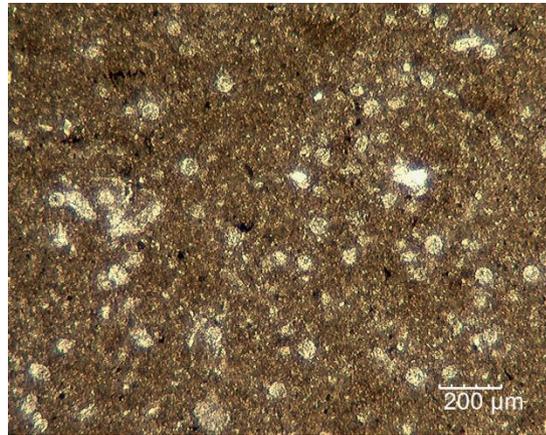
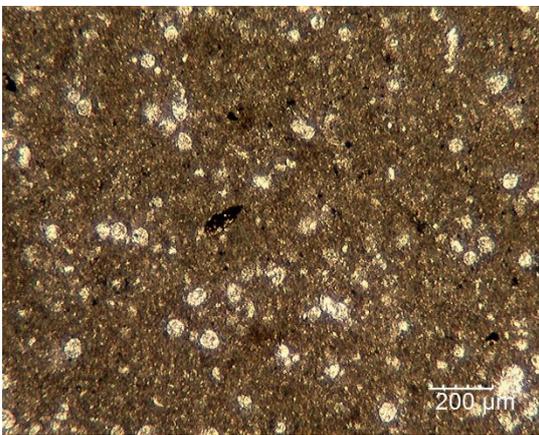
**MZT 48.** Corresponde a un wackestone de calpionélidos con radiolarios, la cantidad de calpionélidos es mayor al 50% de aloquímicos en la lámina, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica, sin embargo, es un poco mayor la cantidad de arcillas comparadas con las láminas 46-47. Se presentan muy escasos fragmentos de equinodermos y ostrácodos y hay presencia de intraclastos.



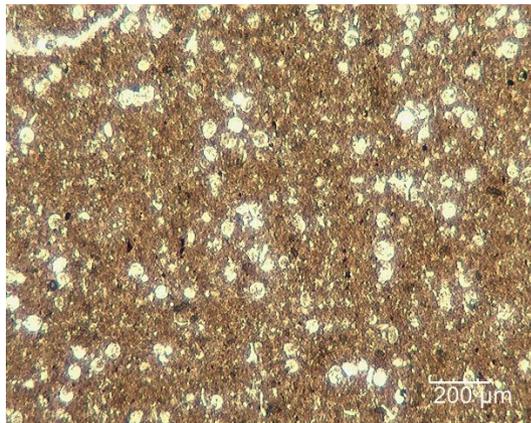
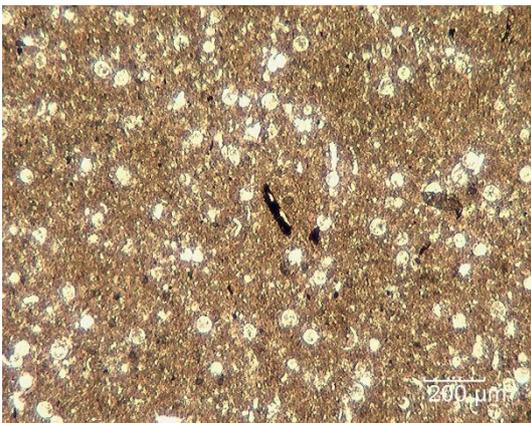
**MZT 49.** Corresponde a un wackestone de calpionélidos con radiolarios, la cantidad de calpionélidos es mayor al 50% de aloquímicos en la lámina, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica, hay presencia de intraclastos y fragmentos de amonite.



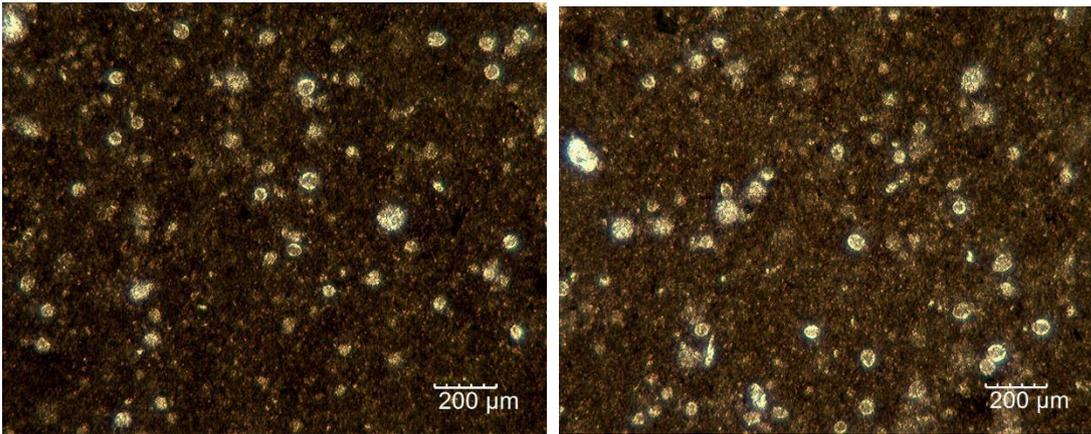
**MZT 50.** Corresponde a un wackestone- packstone de calpionélidos con radiolarios, la cantidad de calpionélidos es mayor al 60% de aloquímicos en la lámina, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica, hay presencia de intraclastos.



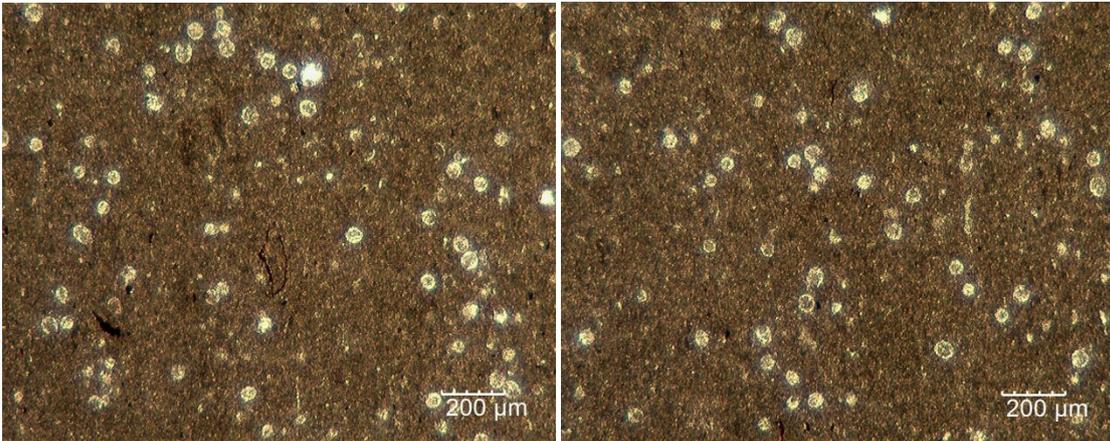
**MZT 51.** Corresponde a un packstone-wackestone de calpionélidos con radiolarios, la cantidad de calpionélidos es mayor al 60% de aloquímicos en la lámina, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica, hay presencia de intraclastos.



**MZT 55.** Corresponde a un packstone-wackestone de calpionélidos con radiolarios, la cantidad de calpionélidos es mayor al 60% de aloquímicos en la lámina, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica, hay presencia de intraclastos y algunos fragmentos de ostrácodos.



**MZT 58.** Corresponde a un packstone-wackestone de calcionélidos con radiolarios, la cantidad de calcionélidos es mayor al 60% de aloquímicos en la lámina, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica, hay presencia de intraclastos y algunos fragmentos de ostrácodos.

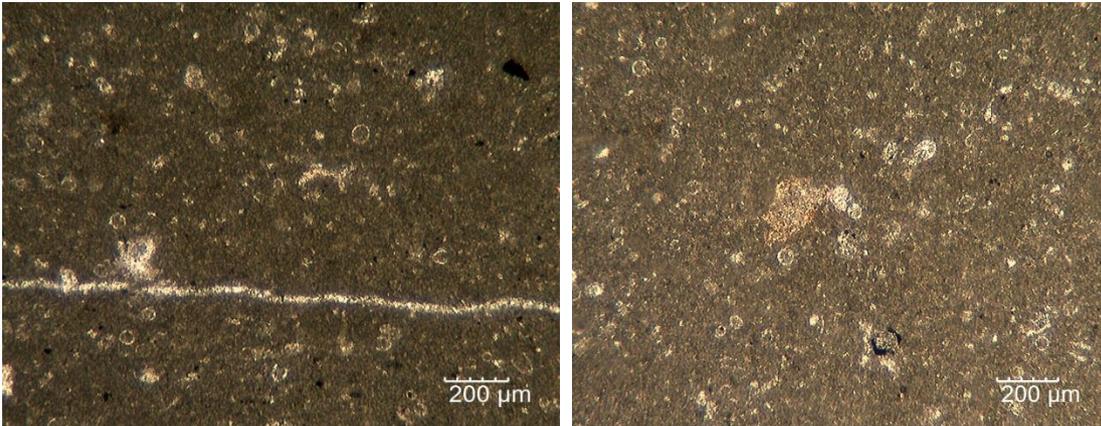


**MZT 65.** Corresponde a un wackestone de calcionélidos con radiolarios, la cantidad de calcionélidos es mayor al 70% de aloquímicos en la lámina, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica, hay presencia de intraclastos y algunos fragmentos de ostrácodos.

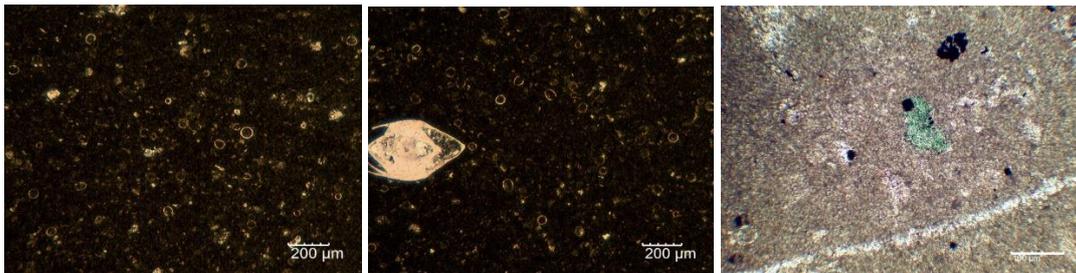


**MZT 69.** Corresponde a un wackestone de calcionélidos ya con muy pocos radiolarios, se presenta una disminución en la cantidad de arcilla en la matriz micrítica, hay

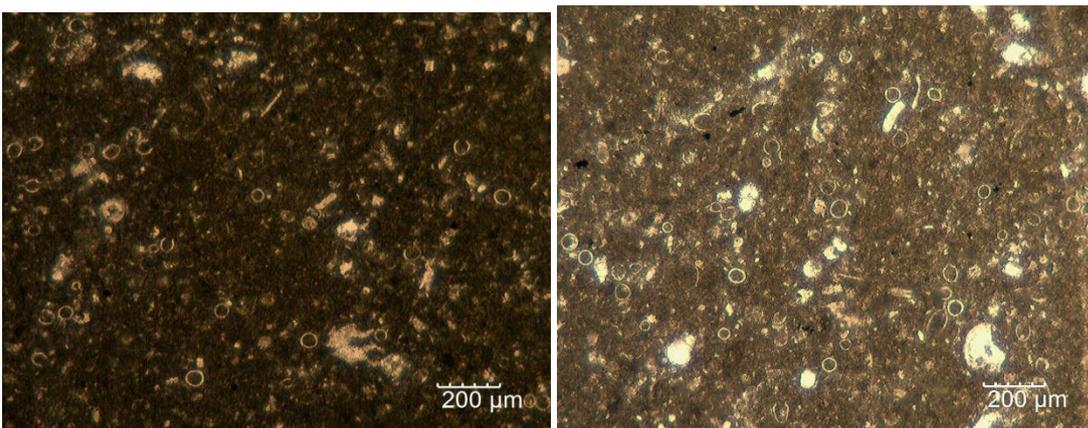
presencia de intraclastos y algunos fragmentos de ostrácodos, bivalvos y amonitelas, también se presenta bioturbación.



**MZT 73.** Corresponde a un wackestone de calpionélidos, sin radiolarios y ya con una cantidad de arcilla mínima, hay presencia de algunos fragmentos de ostrácodos y bivalvos y posiblemente minerales fosfatados.

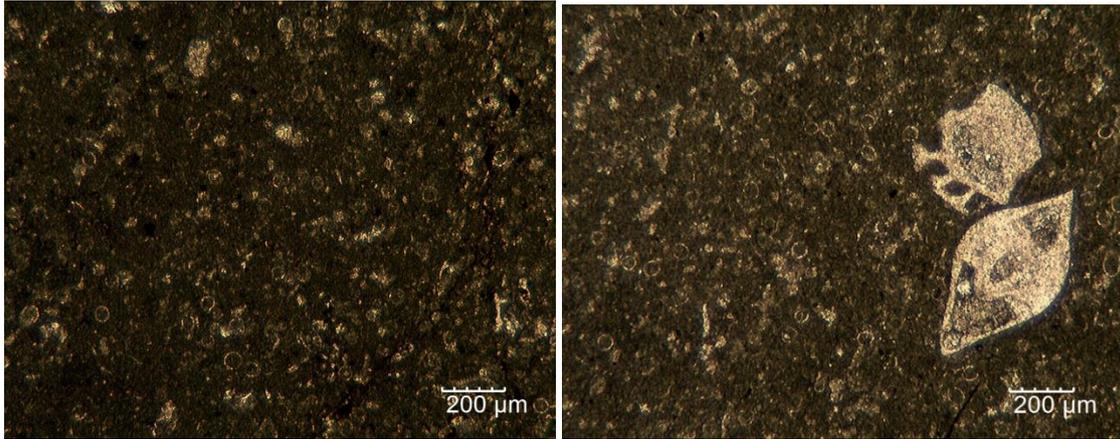


**MZT 75.** Corresponde a un wackestone de calpionélidos, sin radiolarios y ya con una cantidad de arcilla mínima, hay presencia de algunos fragmentos de equinodermos, ostrácodos y bivalvos además se presentan foraminíferos bentónicos. Por otro lado se presenta glauconita autigénica relleno un poro.

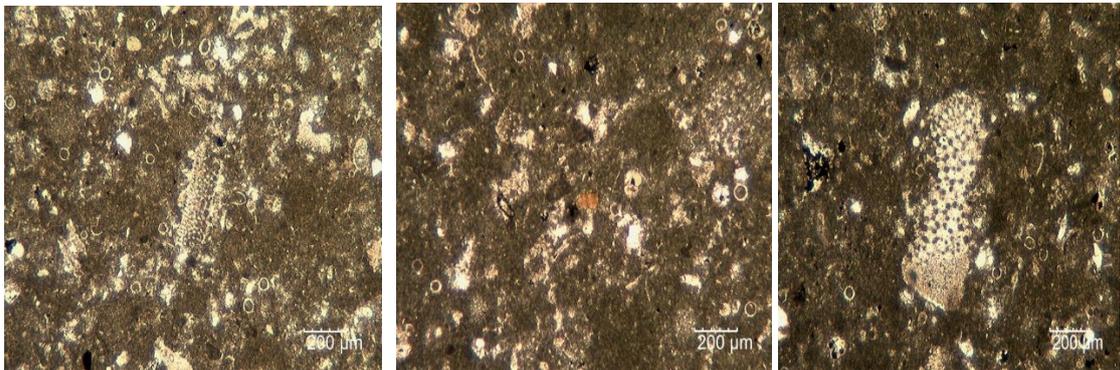


**MZT 76.** Corresponde a un wackestone-packstone de calpionélidos, con una cantidad de arcilla mínima, hay presencia de algunos fragmentos de equinodermos, ostrácodos

y bivalvos además se presentan foraminíferos bentónicos.



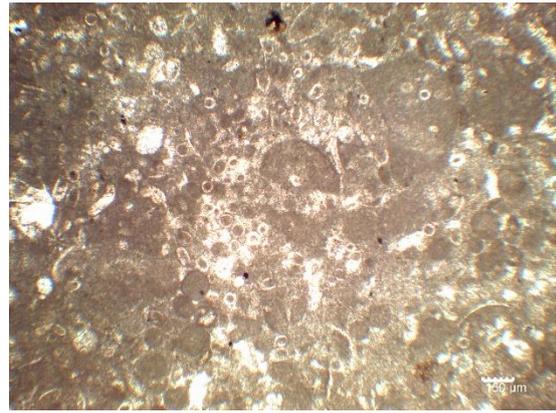
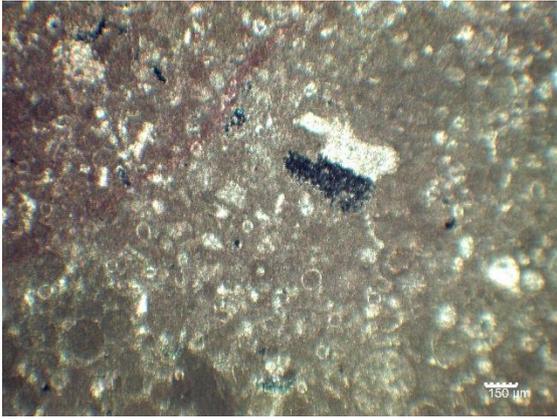
**MZT 78.** Corresponde a un wackestone-packstone de calpionélidos, con una cantidad de arcilla mínima, hay presencia de algunos fragmentos de equinodermos, ostrácodos y bivalvos además se presentan foraminíferos bentónicos.



**MZT 84.** Corresponde a un wackestone-packstone de calpionélidos, con una cantidad de arcilla mínima, hay presencia de algunos fragmentos de equinodermos, ostrácodos y bivalvos además se presentan foraminíferos bentónicos y algunos fragmentos algales, también es posible que exista la presencia de minerales fosfatados



**MZT 91.** Corresponde a un wackestone-packstone de calpionélidos con intraclastos, con una cantidad de arcilla casi inexistente, hay presencia de algunos fragmentos de equinodermos, ostrácodos y bivalvos además se presentan foraminíferos bentónicos. Por otro lado, se presenta glauconita autigénica relleno de poros.



**MZT 98.** Corresponde a un wackestone-packstone de calcionélidos con intraclastos, con una cantidad de arcilla casi inexistente, hay presencia de algunos fragmentos de equinodermos, ostrácodos y bivalvos además se presentan foraminíferos bentónicos.