



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE CIENCIAS

CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DURANTE LA  
TRANSICIÓN JURÁSICO-CRETÁCICO EN EL CENTRO  
DE MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LIC. EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

ANGÉLICA RUIZ CORREA



DIRECTOR DE TESIS:  
DR. FERNANDO NÚÑEZ USECHE

Ciudad Universitaria, Ciudad de México, México, 2022



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

## **Datos del jurado**

### **1. Datos del alumno**

Ruiz  
Correa  
Angélica  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Facultad de Ciencias  
Ciencias de la Tierra  
314321624

### **2. Datos del tutor**

Dr.  
Fernando  
Núñez  
Useche

### **3. Datos del sinodal 1**

Dr. José Manuel  
Grajales  
Nishimura

### **4. Datos del sinodal 2**

Dr. Yohan Alexander  
Correa  
Metrio

### **5. Datos del sinodal 3**

Dra. Elsa  
Arellano  
Torres

### **6. Datos del sinodal 4**

Dr. Juan Francisco  
Sánchez  
Beristain

### **7. Datos del trabajo escrito**

Condiciones paleoambientales durante la transición Jurásico-Cretácico en el centro de México.

Número de páginas: 110

Año: 2022

La elaboración de este trabajo de investigación se llevó a cabo gracias al apoyo de:

Financiamiento por parte de los proyectos:



PAPIIT IA102119, DGAPA, UNAM: “Análisis paleoambiental de las Formaciones Pimienta (Titoniano-Berriasiano) y Agua Nueva (Cenomaniano-Turoniano): influencia de los eventos de cambio global y regional acelerado en el enriquecimiento en materia orgánica de sus sedimentos”. Financiamiento del trabajo de campo, análisis de laboratorio y beca para titulación (folio 235620).

PAPIIT IN111720, DGAPA, UNAM: “La materia orgánica contenida en las Formaciones Pimienta (Jurásico Superior) y Agua Nueva (Cretácico Superior), un estudio desde la perspectiva de la geoquímica orgánica”.



CONACYT A1-S-18123: “Registro y caracterización paleoambiental del evento anóxico oceánico 2 (Cenomaniano-Turoniano) en México: implicaciones paleoceanográficas y genéticas”. Fondo sectorial de investigación para la educación.

Los resultados obtenidos se obtuvieron con el apoyo de:



Facilidades para el trabajo de campo y acceso a las instalaciones para el procesamiento e interpretación de los datos. Beca en modalidad de apoyo a proyectos de investigación.



Análisis de pirólisis *Rock-Eval*.



## **AGRADECIMIENTOS PROFESIONALES**

A mi asesor, el Dr. Fernando Núñez Useche, por su paciencia, dedicación y apoyo para la elaboración de este trabajo. Mi reconocimiento total por ser un excelente tutor.

A mis sinodales, el Dr. José Manuel Grajales Nishimura, el Dr. Yohan Alexander Correa Metrio, la Dra. Elsa Arellano Torres y el Dr. Juan Francisco Sánchez Beristain por sus valiosos comentarios, factor clave para enriquecer este escrito.

Al Mtro. Mario Martínez Yáñez, por el apoyo y consejos brindados.

Al Mtro. Mario Martínez Yáñez, al Mtro. Julián Leonardo Mesa Rojas y al Lic. Eduardo Miguel Gómez Estrada, por su valiosa colaboración durante el trabajo campo.

A la Dra. Ana María Lizeth Caballero García, por contagiarme su pasión durante la carrera y sobre todo por la enorme oportunidad de poder trabajar a su lado.

A la Mtra. Geysler Fernandez Cata, por la asesoría en el uso del espectrómetro de Rayos Gamma.

Al Dr. Juan Josué Enciso Cárdenas, por los análisis de Pirólisis *Rock-Eval*.

## **AGRADECIMIENTOS PERSONALES**

A mi mamá, por todo su amor, paciencia y apoyo incondicional durante cada momento de mi vida. Eres lo máximo en mi vida y todo esto es gracias a tí.

A mi hermano, por crecer a mi lado y permitirme conocer la dicha de tener un hermano.

A mi tía Irma y a mi prima Ximena, por siempre hacerme sentir como en casa.

A mi tío José Antonio y a mi tía Amelia, por su todo su cariño y atenciones a lo largo de cada etapa de mi vida.

A Salvador, por motivarme y alentarme siempre que lo necesité.

A mis amigos, Alejandro, Alondra, Ángel, Carmen, David, Eduardo, Estephany, Paolo, Raziél y Sebastián con quienes compartí todo este proceso y sin duda fueron un factor indispensable durante estos años.

---

**ÍNDICE**

RESUMEN.....	9
ABSTRACT .....	10
Capítulo 1. GENERALIDADES .....	12
1.1 Introducción.....	12
1.2 Planteamiento del problema .....	14
1.3 Preguntas de investigación .....	14
1.4 Hipótesis.....	15
1.5 Objetivo.....	16
1.6 Justificación .....	17
Capítulo 2. ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO .....	19
2.1 Condiciones paleoambientales globales durante la transición Jurásico-Cretácico.....	19
2.2 Evolución tectónica y paleogeográfica de la cuenca Tampico-Misantla, centro de México.....	23
2.2.1 Etapa de <i>rift</i> (Jurásico Temprano-Medio) .....	24
2.2.2 Etapa de deriva y enfriamiento (Jurásico Tardío-Cenomaniano) .....	28
2.3 Condiciones paleoambientales durante la transición Jurásico-Cretácico en el centro de México.....	34
Capítulo 3. MATERIALES Y METODOLOGÍA.....	36
3.1 Sección Arroyo Ameca .....	36
3.2 Métodos .....	37
3.2.1 Trabajo de campo.....	37
3.2.1.1 Medición y descripción de la sección estratigráfica.....	37
3.2.1.2 Espectrometría de Rayos Gamma .....	38
3.2.2 Análisis de laboratorio.....	40
3.2.2.1 Análisis de microfacies.....	40
3.2.2.2 Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente.....	43
3.2.2.3 Combustión por oxidación y detección por infrarrojo .....	46
3.2.2.4 Pirólisis <i>Rock-Eval</i> .....	47
3.2.3 Integración e interpretación de datos .....	49
3.2.3.1 Análisis de Componentes Principales .....	49
3.2.3.2 Comparación de datos .....	50
Capítulo 4. RESULTADOS .....	52
4.1 Caracterización litoestratigráfica y sedimentológica de la sección Arroyo Ameca .....	52
4.2 Rayos gamma.....	54
4.3 Microfacies .....	54
4.4 Contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT).....	58
4.5 Abundancia de elementos mayores e Índice de Alteración Químico (IAQ).....	59
4.6 Abundancia de elementos traza y Factor de Enriquecimiento (FE).....	60
4.7 Pirólisis <i>Rock-Eval</i> .....	62
4.8 Análisis de Componentes Principales .....	64
Capítulo 5. DISCUSIÓN.....	66
5.1 Correlación regional.....	66
5.2 Edad.....	69
5.3 Ambiente de depósito.....	71

5.3.1 Rampa externa .....	71
5.3.2 Cuenca .....	71
5.4 Clima e intemperismo .....	72
5.5 Condiciones óxido-reducción y de productividad .....	76
5.6 Potencial de roca generadora.....	78
Capítulo 6. CONCLUSIONES...	82
Bibliografía .....	84
ANEXO 1 .....	96

## RESUMEN

En este trabajo se reconstruyen y describen las condiciones paleoambientales ocurridas durante el depósito de rocas orgánicas de la Formación Pimienta (250 m de espesor) en la cuenca Tampico-Misantla, mediante el estudio de una sección (sección Arroyo Ameca) que comprende la transición Jurásico-Cretácico (J-K). Para esto se emplearon técnicas sedimentológicas, petrográficas y geoquímicas que aportan información sobre los mecanismos que propiciaron la acumulación de materia orgánica en esta unidad generadora de hidrocarburos. La sección Arroyo Ameca corresponde a una sucesión pelágica de 60 m de espesor, caracterizada principalmente por estratos de caliza y lutita calcárea, donde se identificaron las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior. La Formación Pimienta está caracterizada por microfacies de wackestone de radiolarios y valores altos de Rayos Gamma Espectrales (RGE) (19.2 a 86.4 API). Esta formación fue depositada bajo condiciones eutróficas en superficie oceánica y anóxicas en el fondo marino. La generación de sedimentos ricos en materia orgánica (COT de 0.15 a 0.82%, S<sub>1</sub> de 0.04 a 0.14 mg HC/g, S<sub>2</sub> de 0.15 a 2.54 mg HC/g, IH de 53 a 437 mg HC/g COT y un IO de 17 a 219 mg CO<sub>2</sub>/g COT) de en esta unidad fue favorecida por la caída de ceniza volcánica y el afloramiento dinámico de aguas profundas. Estos últimos dos procesos permitieron la eutrofización de la masa de agua superficial. Por otro lado, la Formación Tamaulipas Inferior se caracteriza por microfacies de wackestone de calpionélidos y por un descenso de la señal de RGE (14 a 54.8 API). Esta unidad fue depositada bajo condiciones oligotróficas en superficie oceánica y subóxicas en el fondo marino. Estos escenarios ambientales estuvieron favorecidos por una mejor circulación oceánica que propició una mayor oxigenación y una reducción en la disponibilidad de nutrientes. Los datos de pirólisis *Rock-Eval* sugieren que la materia orgánica de la Formación Pimienta, en la sección estudiada, es una mezcla de kerógeno tipo II y III y se encuentra inmadura a marginalmente madura (426 a 437 °C), próxima a o dentro de la parte inicial de la ventana de generación de hidrocarburos, por lo que es considerada potencialmente como roca generadora.

**ABSTRACT**

In this study, the paleoenvironmental conditions that occurred during the deposition of organic rocks of the Pimienta Formation (250 m thick) in the Tampico-Misantla Basin are reconstructed and described by investigating a section (section Arroyo Ameca) that includes the Jurassic-Cretaceous transition. For this, sedimentological, petrographic and geochemical techniques were used to provide essential information on the mechanisms that led to the accumulation of large amounts of organic matter in this hydrocarbon generating unit. The Arroyo Ameca section corresponds to a 60 m thick pelagic succession, mainly characterized by the intercalation of limestone and calcareous shale; the Pimienta and Lower Tamaulipas Formations were identified in this section. The Pimienta Formation is characterized by radiolarian wackestone microfacies and high Spectral Gamma Ray (SGR) values (19.2 to 86.4 API). This unit was deposited under eutrophic oceanic surface waters and anoxic conditions on the seafloor. The deposition of organic-rich sediments (TOC from 0.15 to 0.82%, S<sub>1</sub> from 0.04 to 0.14 mg HC/g, S<sub>2</sub> from 0.15 to 2.54 mg HC/g, HI from 53 to 437 mg HC/g TOC and an OI from 17 to 219 mg CO<sub>2</sub>/g TOC) in this unit was favored by volcanic ash fall and upwelling currents. These last two processes allowed the eutrophication of the water body. On the other hand, the Lower Tamaulipas Formation is characterized by calpionellid wackestone microfacies and a decrease in the SGR signal (14 to 54.8 API). This unit was deposited under oligotrophic oceanic surface waters and suboxic conditions at the seafloor. This scenario was favored by a vigorous oceanic circulation that favored oxygenation and a reduction in nutrient availability. The Rock-Eval pyrolysis data suggest that the organic matter of the Pimienta Formation in the studied section is a mixture of type II and III kerogen and is thermally immature to marginally mature (426 to 437 °C), close to or within the initial part of the hydrocarbon generation window. Therefore, this unit has a good source rock potential.

# Capítulo

1

**GENERALIDADES**

Angélica Ruiz Correa  
Tesis de Licenciatura

## Capítulo 1. GENERALIDADES

### 1.1 Introducción

En el registro estratigráfico los depósitos denominados tipo LOM (*Laminated and Organic-rich Mud rocks*, por sus siglas en inglés, Föllmi; 2012) destacan por su coloración oscura, estructura laminada, ausencia de bioturbación y alto contenido de materia orgánica. Durante el Mesozoico, estos depósitos se acumularon principalmente durante el desarrollo de eventos de cambio global acelerado, los cuales representan episodios de cambios tectónicos, climáticos y oceanográficos únicos en la evolución del planeta. En particular, sedimentos tipo LOM fueron depositados en cuencas alrededor del mundo durante los Eventos Anóxicos Oceánicos (OAEs, por sus siglas en inglés), los cuales corresponden a breves periodos de tiempo (<1 Ma) durante los que predominaron condiciones eutróficas en superficie marina y deficiencia de oxígeno disuelto en la masa de agua oceánica de fondo (Schlanger y Jenkys 1976; Jenkys, 2010; Reershemius y Planavsky, 2021). De acuerdo con su alto contenido de materia orgánica (COT>1%), las sucesiones tipo LOM generalmente son consideradas rocas generadoras de hidrocarburos. Específicamente, las depositadas durante el lapso Aptiano-Turoniano representan aproximadamente el 29% de las rocas generadoras de hidrocarburos a nivel mundial (Tyson, 1987; Klemme y Ulmishek, 1991; Föllmi, 2012).

Diversas sucesiones sedimentarias depositadas durante la transición Jurásico-Cretácico alrededor del mundo, tales como la Formación Vaca Muerta en la cuenca Neuquen (Argentina) (Kietzmann et al., 2016), los depósitos de la cuenca Volga (Rusia) (Kessels et al., 2003), o incluso las Formaciones La Casita y Pimienta (México) (Adatte et al., 1996; Martínez-Yáñez, 2021), contienen sedimentos tipo LOM. De hecho, a nivel global, sedimentos ricos en materia orgánica del Titoniano y Berriasiano inferior representan cerca del 25% de las rocas productoras de aceite y gas (Klemme y Ulmishek, 1991; Föllmi, 2012). Así, después de los depósitos del Aptiano-Turoniano, éstos constituyen la segunda fuente más importante hidrocarburos. A pesar de su importancia económica, no se conoce de forma precisa la evolución de las condiciones climáticas y oceanográficas que

propiciaron la acumulación de los depósitos tipo LOM durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano. Para este lapso no se reportan eventos de cambio global acelerado que hubiesen propiciado la generación y enterramiento de materia orgánica. Por el contrario, la transición Jurásico-Cretácico se caracterizó por condiciones tectónicas y oceanográficas relativamente estables (Price et al., 2016). No obstante, distintos autores (ej. Rogov et al., 2020) reconocen la ocurrencia del evento disóxico-anóxico (SDAE, por sus siglas en inglés) durante dicha transición. El SDAE se caracterizó por la ocurrencia de condiciones disóxicas-anóxicas en la interfaz sedimento-agua, que afectaron fuertemente la fauna bentónica, pero no condujeron a ningún evento de extinción (Georgiev et al., 2017; Rogov et al., 2020). El acontecimiento de este evento fue diacrónico en distintas regiones del mundo y hasta el día de hoy no ha sido asociado con alteraciones significativas del ciclo del carbono.

En México, la Formación Pimienta representa el principal depósito tipo LOM del Jurásico Superior (Titoniano-Berriasiano). En la cuenca Tampico-Misantla esta formación posee un elevado contenido de materia orgánica (COT=1-8%), tanto de origen marino como continental (kerógeno tipo II y III) y se encuentra en la ventana de generación de aceite y gas. Asimismo, posee un total de recursos estimados equivalentes a 20.8 billones de barriles de petróleo equivalente (BOE) (CNH, 2017). No obstante, aún son relativamente pocos los estudios que se han enfocado en determinar las condiciones paleoambientales y el potencial como roca generadora de este depósito tipo LOM con datos de afloramiento.

En este trabajo se realiza el estudio de la sección estratigráfica Arroyo Ameca, localizada en el sector Huayacocotla de la Sierra Madre Oriental (extremo oeste levantado de la cuenca Tampico-Misantla). A partir de la integración de datos sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos se reconstruyen las condiciones climáticas y de intemperismo, y las condiciones de óxido-reducción y productividad que acontecieron durante el depósito tipo LOM de la Formación Pimienta. Además, mediante datos de pirólisis *Rock-Eval* se interpreta el origen de la materia orgánica y la madurez térmica de la misma.

## **1.2 Planteamiento del problema**

El límite Jurásico-Cretácico es una de las fronteras cronoestratigráficas más problemáticas de la tabla de tiempo geológico, por la falta de consenso en un marcador que defina el fin del Jurásico e inicio del Cretácico, así como por el debate de las condiciones paleoambientales que acontecieron. Por ejemplo, basados en la ocurrencia de grandes depósitos de materia orgánica en distintas partes del mundo como Argentina (e.j. Formación Vaca Muerta; Kietzmann et al., 2016), Rusia (e.j. Formación Khaya; Kashirtsev et al., 2018) y México (e.j. Formación La Casita y Pimienta; Adatte et al., 1996; Martínez-Yáñez, 2021), algunos autores sugieren condiciones reductoras asociadas con el denominado evento disóxico-anóxico (SDAE, por sus siglas en inglés) (Rogov et al., 2020). No obstante, otros autores consideran que el depósito de estos sedimentos obedece a condiciones regionales propias de las cuencas. Por otro lado, no se conoce de forma precisa la evolución de las condiciones climáticas y oceanográficas en la cuenca Tampico-Misantla durante la transición Jurásico-Cretácico y, en consecuencia, los mecanismos que propiciaron el enterramiento de grandes cantidades de materia orgánica en la Formación Pimienta.

## **1.3 Preguntas de investigación**

En este trabajo se busca inferir las condiciones paleoambientales que acontecieron en la cuenca Tampico-Misantla durante el límite Jurásico-Cretácico. Por lo tanto, las preguntas de investigación a resolver son las siguientes:

- ¿Cuáles fueron las condiciones paleoambientales y su evolución en la cuenca Tampico-Misantla durante la transición Jurásico-Cretácico?
- ¿Cuáles fueron los mecanismos regionales que controlaron el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica en la Formación Pimienta?
- ¿Tiene la Formación Pimienta un buen potencial como roca generadora en la cuenca Tampico-Misantla?

## **1.4 Hipótesis**

### **Hipótesis metodológica**

Las condiciones paleoambientales en una cuenca sedimentaria, tales como el nivel de productividad, el grado de oxigenación de la masa de agua y la luminosidad, entre otras, determinan las características del sedimento que se acumula (Flügel, 2013). En particular, estas influyen en rasgos como la textura, la fábrica y el tipo y abundancia de granos, así como en su composición química y contenido de materia orgánica. De esta manera, el estudio de los rasgos sedimentológicos, las características petrográficas y la variabilidad geoquímica de las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior en la cuenca Tampico-Misantla permitirá interpretar las condiciones paleoambientales que acontecieron durante el límite Jurásico-Cretácico, y que dieron lugar al depósito de sedimentos ricos en materia orgánica.

### **Hipótesis científica**

- Tal como lo sugieren otros trabajos, a lo largo de la transición Jurásico-Cretácico, las condiciones paleoambientales en la cuenca Tampico-Misantla cambiaron de un régimen eutrófico-anóxico a un régimen oligotrófico-óxico.
- En las zonas continentales aledañas a la Cuenca Tampico-Misantla, las condiciones climáticas durante la transición Jurásico-Cretácico debieron cambiar de semiáridas a semihúmedas, tal como ha sido propuesto por distintos autores a nivel global.
- Considerando que en algunas partes de la cuenca Tampico-Misantla la Formación Pimienta presenta un buen potencial como roca generadora de hidrocarburos (CNH, 2018; Vega-Ortiz et al., 2020), en la sección estudiada esta unidad debe comportarse de manera similar.

## 1.5 Objetivo

### Objetivo general

Reconstruir las condiciones paleoambientales en la cuenca Tampico-Misantla durante la transición Jurásico-Cretácico, mediante el análisis sedimentológico, petrográfico y geoquímico de las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior.

### Alcances

- Conocer los cambios regionales del límite Jurásico-Cretácico mediante la correlación de los cambios litológicos de la señal de Rayos Gamma Espectrales (RGE) en la transición entre las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior.
- Reconocer el ambiente depósito donde se acumularon las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior dentro de la cuenca Tampico-Misantla, a través del análisis de los rasgos sedimentológicos y las microfacies.
- Interpretar las condiciones climáticas durante la transición Jurásico-Cretácico en la cuenca Tampico-Misantla, por medio del análisis del Índice de Alteración Química (IAQ).
- Determinar las condiciones redox y de productividad en la cuenca Tampico-Misantla durante la transición Jurásico-Cretácico, mediante el análisis de microfacies y el estudio del contenido de Carbono Orgánico Total (COT), elementos traza y las microfacies.
- Evaluar el potencial como roca generadora de la Formación Pimienta en la cuenca Tampico-Misantla, a través del análisis de datos de pirólisis *Rock-Eval*.

## 1.6 Justificación

En la actualidad se estima que México cuenta con un total de recursos petroleros de 112 833 Millones de Millones de barriles de petróleo crudo equivalente (MMbpce), de los cuales 52 629 MMbpce (47%) corresponden a recursos convencionales y 60 204 MMbpce (53%) a recursos no convencionales. En cuanto a los recursos descubiertos comerciales o reservas, México cuenta con 25 858 MMbpce de reservas totales, de las cuales 9 160 MMbpce son reservas probadas (SENER, 2017). En los últimos 10 años, los ingresos de la industria petrolera en México han representado alrededor del 6.6% del Producto Interno Bruto (PIB). Actualmente, México ocupa la posición número 12 como productor de petróleo crudo a nivel mundial, lo que lo coloca en una perspectiva comercial de gran interés económico. La Formación Pimienta es considerada la principal roca generadora de hidrocarburos en México (PEMEX, 2010). Por tanto, entender el tipo de materia orgánica y su grado de madurez en diferentes áreas de la cuenca Tampico-Misantla permitirá conocer su potencial como roca generadora y proporcionar información crucial para la industria petrolera del país.

Por otro lado, durante las últimas décadas, la actividad antropogénica, las emanaciones de CO<sub>2</sub> y el calentamiento global han provocado fenómenos como la eutrofización de la masa oceánica, aumento del nivel de mar, acidificación oceánica y deterioro de los ecosistemas (Wigley, 1998; Navarro, 2007). Todos estos fenómenos también ocurrieron en el pasado geológico, particularmente en el Mesozoico durante la transición Jurásico-Cretácico (Wallmann, 2008; Reershemius y Planavsky, 2021). Por lo tanto, conocer la respuesta del planeta Tierra ante perturbaciones de carácter global ocurridas en el pasado geológico es de vital importancia para prever el posible comportamiento del sistema climático en el futuro.

# Capítulo

# 2

## ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

Angélica Ruiz Correa  
Tesis de Licenciatura

---

## Capítulo 2. ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se presenta una revisión de los principales aspectos paleogeográficos, tectónicos y paleoambientales presentes durante la transición Jurásico-Cretácico a nivel global. De igual manera, de forma general se presentan los principales eventos que tuvieron lugar durante los dos subsistemas tectono-estratigráficos en los que se divide la evolución geológica del Sistema Atlántico Mesozoico de México (MASM, por sus siglas en inglés), y que están relacionados con la ruptura de Pangea. Estos son: 1) etapa de *rift* del Jurásico Temprano-Medio, y 2) etapa de deriva y enfriamiento del Jurásico Tardío-Cenomaniano. Asimismo, se especifican los principales rasgos de las formaciones depositadas durante estos subsistemas.

### 2.1 Condiciones paleoambientales globales durante la transición Jurásico-Cretácico

La transición Jurásico-Cretácico, ocurrida hace aproximadamente 145 Ma (ICS, 2019), es la frontera cronoestratigráfica entre el Jurásico Tardío (Titoniano) y el Cretácico Temprano (Berriasiano). En la actualidad, este límite cuenta con distintos ámbitos de controversia científica como resultado de la falta de un marco cronoestratigráfico (Rogov et al., 2010; Michalík y Reháková, 2011), debido a la ausencia de una sección estratotipo y un punto límite global (GSSP, por sus siglas en inglés) (Wimbledon et al., 2011). La ausencia de consentimiento para el límite Jurásico-Cretácico se debe a la falta de un evento característico de índole global que pueda ser distinguido en el registro biológico, geoquímico y/o litoestratigráfico (Price et al., 2016). De manera general, esta transición se caracteriza por poseer condiciones estables en el sistema océano-litósfera-atmósfera. Como consecuencia de la ruptura del supercontinente Pangea, durante el límite Jurásico-Cretácico existieron dos bloques continentales principales: 1) Laurasia, conformado por el actual territorio de América del Norte, Europa y Asia, y 2) Gondwana, que comprendía las regiones de América del Sur, África, Antártida, Australia e India (Scotese, 2014). Asimismo, existieron cuatro reinos oceánicos principales: Panthalassa, Tetis, Boreal y Austral (Tennant et al., 2016) (Fig. 2.1).

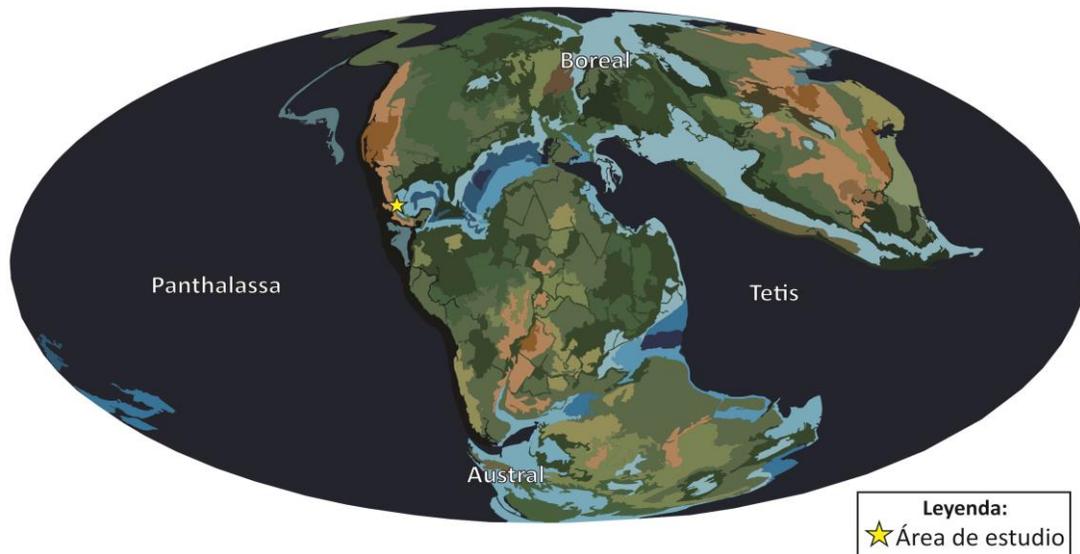


Figura 2.1. Mapa paleogeográfico de la transición Jurásico Tardío-Cretácico Temprano. Modificado de Tennant et al. (2016).

La fragmentación de Pangea durante la transición Jurásico-Cretácico originó la ocurrencia de procesos de gran escala a nivel regional (Adatte et al., 1996) y global (Scotese, 2014), como la apertura del Atlántico Central (Tennant et al., 2016). De igual forma, existieron tres corredores oceánicos: el Corredor Hispánico, una vía marítima ecuatorial a lo largo de la unión de América del Norte y del Sur con África; el Corredor Vikingo, que unía el mar epicontinental del noreste de Europa con los océanos Ártico y Tetis, y el Corredor Mozambique, que comunicaba Madagascar y África meridional con el Pacífico Sur (Martínez y Olivera, 2016; Sha, 2019). La apertura del Atlántico Sur durante la etapa de *rift* conllevó a la conexión del actual Golfo de México con el sur de Europa, y el Océano Tetis con el Caribe a través del movimiento continuo de América del Norte y del Sur (Pindell y Kennan, 2009). En África iniciaron las múltiples fases de ruptura durante el Jurásico Tardío (Ford y Golonka, 2003), Madagascar quedó aislado de África a inicios del Cretácico (Seton et al., 2012).

Durante el Jurásico Tardío, los sistemas del Tetis occidental y del Atlántico se encontraban alimentados por un alto flujo de nutrientes, lo que provocó elevados niveles de fitoplancton y radiolarios, posiblemente impulsados por cambios en los regímenes circulatorios, como consecuencia de las variaciones en las configuraciones continentales (Baumgartner, 1987;

Weissert y Mohr, 1996; Danelian y Johnson, 2001). La transición Jurásico-Cretácico se caracterizó por una disminución en el nivel eustático del mar (Haq, 2017), dando lugar a grandes mares epicontinentales semirestringidos, que a su vez propiciaron la disminución de organismos constructores de arrecifes (Hallam, 1994; Kiessling, 2008). Las masas oceánicas a nivel global se caracterizaban por condiciones oligotróficas en superficie, como consecuencia de las elevadas tasas de producción de fitoplancton (Tennant et al., 2016; Grabowsky et al., 2017) y condiciones anóxicas en la interfaz sedimento-agua (Tennant et al., 2016; Georgiev et al., 2017). Las condiciones anóxicas se produjeron durante lapsos de clima cálido (Price y Rogov, 2009), altas concentraciones de CO<sub>2</sub> (Bernier y Kothavala, 2001) y un aumento en la meteorización continental (Gröcke et al., 2003).

De acuerdo con Tennant et al. (2016), durante la transición Jurásico-Cretácico existieron tres cinturones climáticos distribuidos latitudinalmente: en latitudes altas (templado-frío), en latitudes intermedias (templado-cálido) y en latitudes bajas (templado-árido) (Fig. 2.2). De manera general, el clima durante la transición Jurásico-Cretácico (J-K) se caracterizó por un cambio de condiciones áridas a húmedas (Hallam, 1985; Schneider et al., 2018). Las variaciones en las condiciones climáticas a largo plazo, como la ocurrida en dicha transición, pudieron estar relacionadas con cambios en el fenómeno de efecto invernadero a su vez dependiente de las concentraciones de CO<sub>2</sub>. Estas concentraciones dependieron de una serie de procesos tales como cambios en la tasa de meteorización y actividad volcánica (Fölmli, 2012).

Por otro lado, se reconoce un registro de datos de valores mínimos de caolinita en toda Europa, asociados al “Evento Seco” del Jurásico Tardío; esto como consecuencia de la presencia de un cinturón húmedo ecuatorial bien desarrollado sobre los océanos, pero casi inexistente en los continentes, donde la mayoría de los interiores continentales eran muy secos. Las precipitaciones monzónicas se limitaron en gran medida a las regiones costeras (Rameil et al., 2005; Price et al., 2016). De acuerdo con Rameil et al. (2005), las posibles causas que propiciaron la ocurrencia de este evento fueron las variaciones en los patrones de las corrientes oceánicas en la vía marítima Groenlandia-Noruega como consecuencia de la apertura del Atlántico Norte.

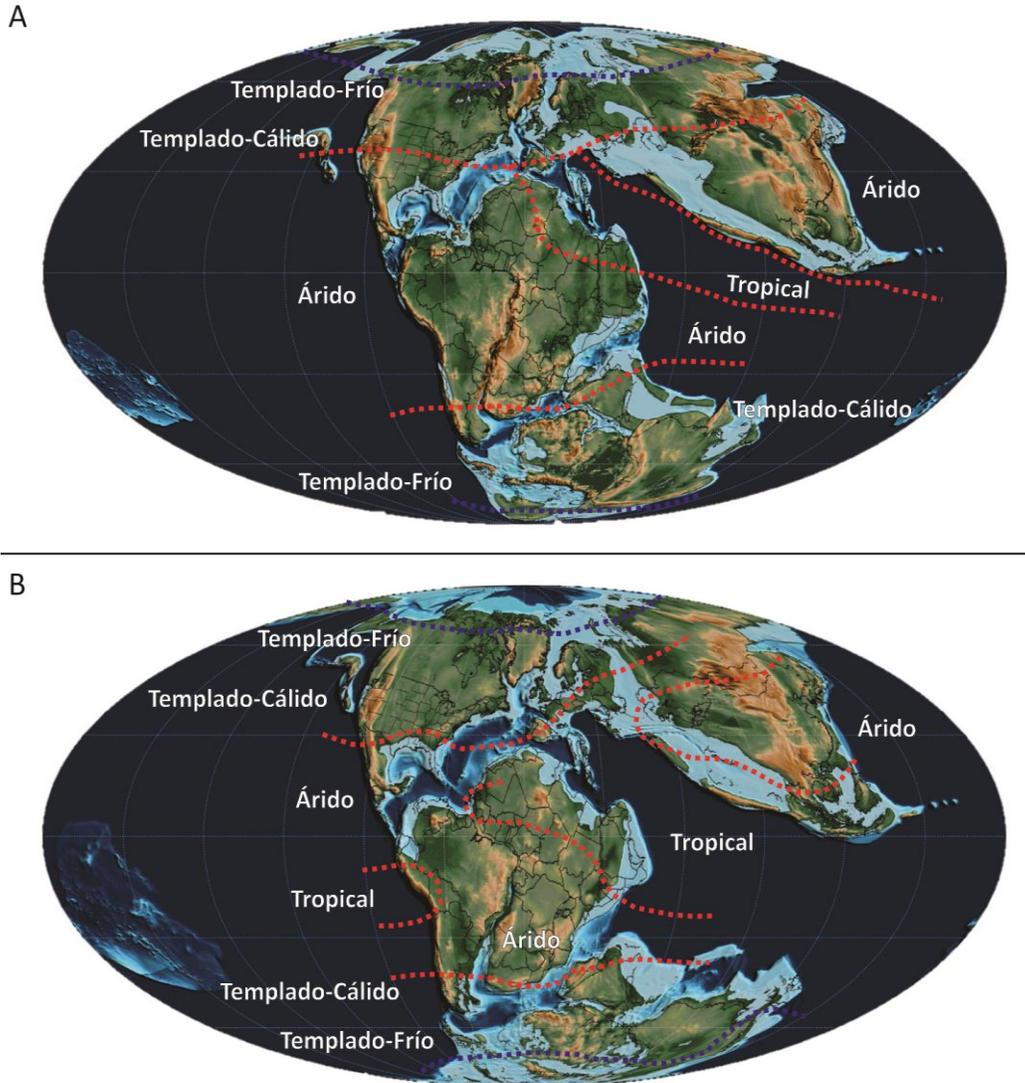


Figura 2.2. Regiones climáticas del A) Jurásico Tardío (Oxfordiano-Titoniano) y B) Cretácico Temprano (Berriasiano-Albiano). Modificado de Tennant et al. (2016).

Durante la transición Jurásico-Cretácico, el depósito de secuencias tipo LOM tuvo lugar en diferentes cuencas a nivel global (Fölmi, 2012). Estas secuencias constan de intercalaciones de caliza, lutita y marga con un contenido abundante de materia orgánica; actualmente son consideradas unas de las principales rocas generadoras de hidrocarburos (Georgiev et al., 2017).

## **2.2 Evolución tectónica y paleogeográfica de la cuenca Tampico-Misantla, centro de México**

A finales del Triásico Tardío e inicios del Jurásico Temprano, como consecuencia del resquebrajamiento del supercontinente Pangea y la deriva de las masas continentales que dio lugar a la apertura del océano Atlántico, se originó la cuenca oceánica del Golfo de México (Goldhammer y Johnson, 1999; Padilla y Sánchez, 2007; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018). Este evento tectónico resultó en varias cuencas extensionales y transtensionales, y plataformas carbonatadas que se desarrollaron en altos de basamento, que guardan un registro estratigráfico único relacionado con la fragmentación del margen occidental de Pangea ecuatorial (Padilla y Sánchez, 2007; 2016; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018).

De acuerdo con Martini y Ortega-Gutiérrez (2018), las cuencas y plataformas ubicadas en territorio mexicano desarrolladas durante la ruptura de Pangea y la posterior deriva continental pueden agruparse en un único sistema tecnoestratigráfico, denominado Sistema Atlántico Mesozoico de México (MASM, por sus siglas en inglés). La formación de la cuenca Tampico-Misantla y los cambios en su relleno sedimentario están íntimamente ligados a la evolución de dicho sistema. Al oeste del MASM se localiza un conjunto de arcos Mesozoicos y cuencas que se desarrollaron por subducción a lo largo del margen del Pacífico de Norte América.

Con el fin de sintetizar la evolución geológica del MASM, el registro estratigráfico del Jurásico Inferior-Cenomaniano del oriente de México ha sido dividido en dos subsistemas tecnoestratigráficos: 1) etapa de *rift* del Jurásico Temprano-Medio y 2) etapa de deriva y enfriamiento del Jurásico Tardío-Cenomaniano. Estas dos etapas marcan dos periodos fundamentales en la evolución del límite de placas entre América del Norte y América del Sur. Cada una de ellas se describe brevemente a continuación.

### 2.2.1 Etapa de *rift* (Jurásico Temprano-Medio)

La fragmentación de Pangea occidental durante esta etapa se evidencia por el adelgazamiento de la corteza que resultó en un complejo patrón estructural definido por altos del basamento que limitan con bajos topográficos que fueron gradualmente rellenados con sucesiones clásticas continentales a sucesiones clásticas marginales-marinas (Goldhammer, 1999; Padilla y Sánchez, 2007; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018) (Fig. 2.3). A partir de las reconstrucciones de la tectónica de placas regional y datos paleomagnéticos, en la actualidad se infiere que la posición del bloque de Yucatán antes de la ruptura de Pangea se superponía a la costa de Texas con una orientación entre 45 y 60° (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018).

Las principales fallas que fueron las responsables de la atenuación de la corteza y que controlaron la paleotopografía durante la etapa de *rift* no han sido completamente establecidas. Esto se debe a que los eventos de deformación del Cretácico Tardío y del Cenozoico relacionados con la última evolución tectónica de México reactivaron anteriores zonas de debilidad de la corteza y, en algunos casos, borraron la evidencia de una posible activación temprana durante el Jurásico Temprano y Medio. Hasta la fecha, se han propuesto cuatro lineamientos tectónicos de escala regional que produjeron importantes desplazamientos durante la etapa de *rift*: la falla Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas (Pindell y Kennan, 2009), el cinturón milonítico de la Sierra de Juárez (Alaniz-Alvarez et al., 1996), la zona de cizalla del río Salado (Martiny et al., 2012) y el sistema de fallas Texcalapa-El Sabino (Campos-Madrigal et al., 2013).

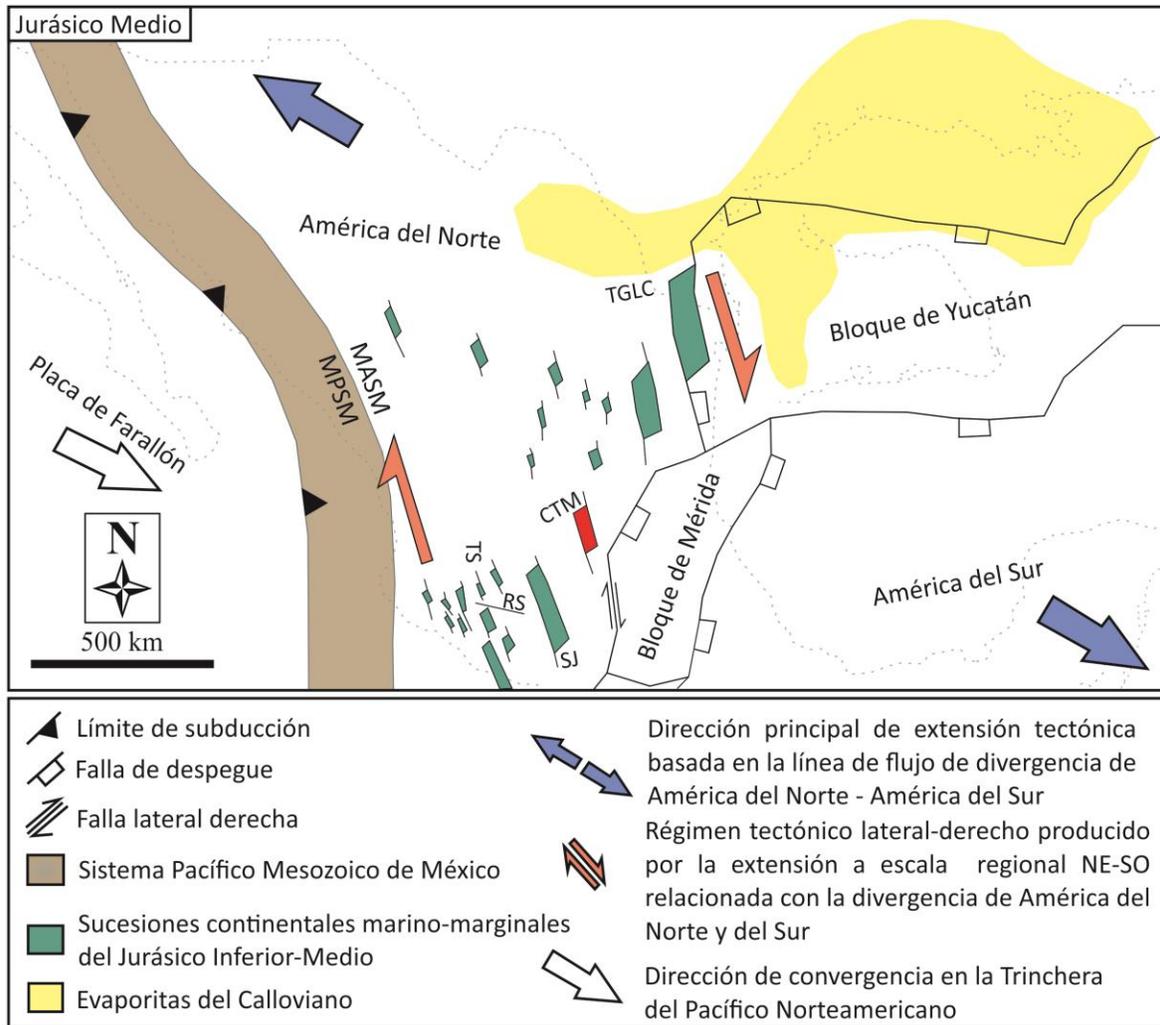


Figura 2.3. Reconstrucción tectónico-estratigráfica de la zona del Golfo de México durante el Jurásico Medio. En esta reconstrucción se interpretó que las sucesiones sedimentarias-volcánicas del Jurásico Inferior-Medio de la provincia de Nazas se depositaron en las fosas transtensionales con orientación NNO, incluyendo la cuenca Tampico-Misantla (en color rojo); estas resultaron de la atenuación progresiva de la corteza relacionada con la ruptura de Pangea. Modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez (2018). MAMS: Sistema Atlántico Mesozoico de México, MPSM: Sistema Pacífico Mesozoico de México; CTM: proto cuenca Tampico-Misantla TGLC: Falla Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas; TS: Sistema de Fallas Texcalapa-Sabino; SR: Zona de Cizalla del río Salado; SJ: Cinturón milonítico de la Sierra de Juárez. La línea punteada representa la línea de costa actual de México.

Durante la etapa de *rift* en la cuenca Tampico-Misantla se depositaron las Formaciones Huayacocotla, Cahuasas y Tepexic. (Fig. 2.4):

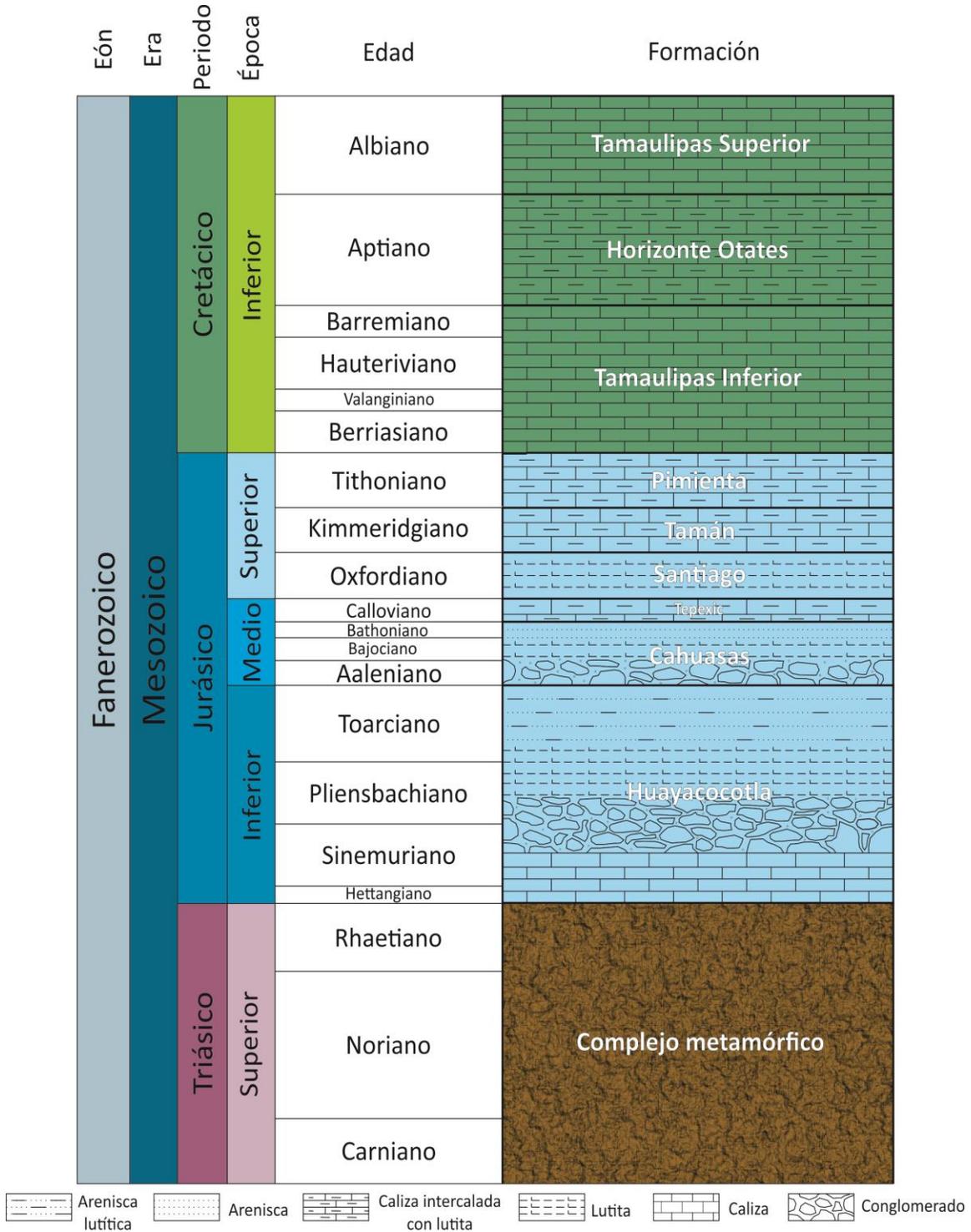


Figura 2.4. Estratigrafía de la cuenca Tampico-Misantla. Modificado de Vega-Ortiz et al. (2020).

La Formación Huayacocotla, depositada durante el Jurásico Temprano (Sinemuriano-Pliensbachiano), consta de una sucesión de arenisca con intercalaciones de lutitas oscuras, conglomerado y escasos lentes de caliza (Imlay et al., 1948). El espesor de esta formación varía entre 500 y 1 000 m (PEMEX, 1998), registrándose un adelgazamiento progresivo de los afloramientos del sur hacia el norte y este (Salvador, 1991). Las rocas de esta unidad se encuentran aflorando en el frente de la Sierra Madre Oriental y en el subsuelo de la cuenca Tampico-Misantla (PEMEX, 1988). La localidad tipo de esta formación se localiza a lo largo del río Vinasco, al sur de Huayacocotla, Veracruz, entre el Rancho Calera al oeste y Rancho Bada al este (Imlay et al., 1948). Los contactos inferior y superior son en general discordantes con las Formaciones Huizachal y Cahuasas, respectivamente (Carrillo-Bravo, 1965; PEMEX, 1988; Salvador, 1991). Esta formación se depositó en un ambiente marino somero, como lo sugiere la presencia de pelecípodos (PEMEX, 1988).

La Formación Cahuasas, depositada durante el Jurásico Medio (Aaleniano-Bathoniano), consta de una sucesión de arenisca, conglomerado y lutita de color rojo. El espesor de esta formación varía entre 40 y 325 m en el Anticlinorio de Huayacocotla; en el subsuelo se han reportado espesores que van de los 20 a 120 m (Salvador, 1991). Las rocas de esta unidad se encuentran aflorando en la porción central de la Sierra Madre Oriental y en el subsuelo de la cuenca Tampico-Misantla; de igual manera, se identificaron capas rojas en el subsuelo de la cuenca de Veracruz (PEMEX, 1988). La localidad tipo de esta formación se localiza en el Rancho Cahuasas, Hidalgo, sobre el río Amajac, al sureste de Chapulhuacán, Hidalgo (Carrillo-Bravo, 1965). La Formación Cahuasas suprayace en discordancia angular sobre la Formación Huayacocotla e infrayace a la Formación Tepexic (Ochoa-Camarillo et al., 1998). De acuerdo con Salvador (1991), la ausencia de fósiles y, la distribución geográfica, sugieren que los lechos rojos del Jurásico Medio fueron acumulados como depósitos fluviales y lacustres y como abanicos aluviales. Además, la presencia de lechos rojos no marinos suprayaciendo a la Formación Huayacocotla que fue depositada en un ambiente marino somero, es indicativo de una regresión durante los inicios del Jurásico Medio.

La Formación Tepexic, depositada durante el Jurásico Medio (Batoniano-Calloviano), consta de una sucesión de lutita, caliza de color gris y calcarenita. El espesor de esta formación varía entre 15 y 25 m (Erben, 1956). Esta unidad se encuentra ampliamente

distribuida en el centro-este de México, principalmente en los estados de Puebla e Hidalgo. La localidad tipo de esta formación se localiza en el puente de Mampostería de Acazapa, aguas abajo de la planta Tepexic, presa Encasa, norte del estado de Puebla. La Formación Tepexic suprayace a la Formación Cahuascalas e infrayace a la Formación Santiago, Tamán y Chipoco, dependiendo la zona geográfica (Cantú-Chapa, 1971; PEMEX, 1988). De acuerdo con Ochoa-Camarillo et al. (1998), el ambiente de depósito de esta formación corresponde a un ambiente de plataforma somero evidenciado por la presencia de horizontes oncolíticos y estratificación ondulada; los sedimentos marinos evidencian el inicio de sedimentación de carbonatos, posiblemente como consecuencia del inicio de una etapa de transgresión marina relacionada con la apertura del Golfo de México.

### **2.2.2 Etapa de deriva y enfriamiento (Jurásico Tardío-Cenomaniaco)**

A finales del Calloviano, la mayor parte de la extensión intracontinental en el oeste de Pangea ecuatorial fue consecutiva por la rotación en sentido antihorario del bloque de Yucatán a su posición actual. Esto propició la expansión inicial del fondo marino en el Golfo de México y marcó el comienzo de la etapa de deriva y enfriamiento (Pindell y Kennan, 2009; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018) (Fig. 2.5). Como consecuencia, se originó circulación de agua marina en la región del Golfo, provocando la suspensión del depósito de sedimentos continentales y el inicio de ambientes marinos dominados por carbonatos (Goldhammer y Johnson, 1999).

Una vez que el bloque de Yucatán alcanzó su posición actual y se completó la apertura del Golfo de México durante el Cretácico Temprano, la expansión en las vías marítimas marginales Proto-Caribeñas y Colombianas determinaron la separación final entre América del Norte y América del Sur (Pindell y Kennan, 2001; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018). Durante esta etapa, el margen pasivo mexicano experimentó una continua subsidencia tectónica desacelerada y un enfriamiento de la corteza que favoreció el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018). El final de la etapa de deriva y enfriamiento estuvo marcado por el desarrollo del retro cinturón de pliegues y cabalgaduras del Turoniano-Eoceno en el este de México, que produjo la inversión de

cuencas y plataformas preexistentes y el depósito de cuñas clásticas en la región de antepaís (Hernández-Romano et al., 1997; Fitz-Díaz et al., 2012). El frente del retro cinturón migró progresivamente de oeste a este y actualmente se ubica en el este de México con una orientación NNO-SSE (Jennette et al., 2003; Fitz-Díaz et al., 2012; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018).

En particular, el comienzo del Jurásico marcó el inicio de la subducción a lo largo del margen del Pacífico de México. El inicio de la subducción favoreció el crecimiento del margen Pacífico mexicano debido a: 1) la acumulación de abanicos turbidíticos del Triásico Superior que se depositaron a lo largo del talud continental del Pacífico de México y del fondo oceánico adyacente durante una etapa previa de sedimentación del margen pasivo y, 2) el inicio de un arco magmático continental que determinó el desarrollo progresivo del Sistema Pacífico Mesozoico de México (MPSM, por sus siglas en inglés) (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018). Durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, el margen del Pacífico de México fue un sitio de intensa actividad magmática de arco que produjo el emplazamiento de flujos volcánicos principalmente intermedios a máficos y cuerpos intrusivos graníticos-granodioríticos del MPSM (Solari et al., 2007; Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2014). A lo largo de este intervalo de tiempo, el límite entre el MASM y el MPSM está representado por la cuenca Arperos que se encuentra expuesta en el centro y sur de México (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018).

Las sucesiones sedimentarias depositadas durante esta etapa se encuentran expuestas en dos terceras partes del territorio oriental de México y representan la mayor parte del registro estratigráfico de MASM (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018). A diferencia de la etapa de *rift* del Jurásico Temprano y Medio que se caracterizó por el desarrollo de depresiones estrechas e independientes que fueron rellenadas por sucesiones continentales proximales a marinas marginales, el depósito de sedimentos del Jurásico Superior en el MASM tuvo lugar en cuencas marinas amplias e interconectadas rodeadas por plataformas carbonatadas desarrolladas en altos del basamento delimitadas por fallas (González-León et al., 2008; Mendoza-Rosales et al., 2010).

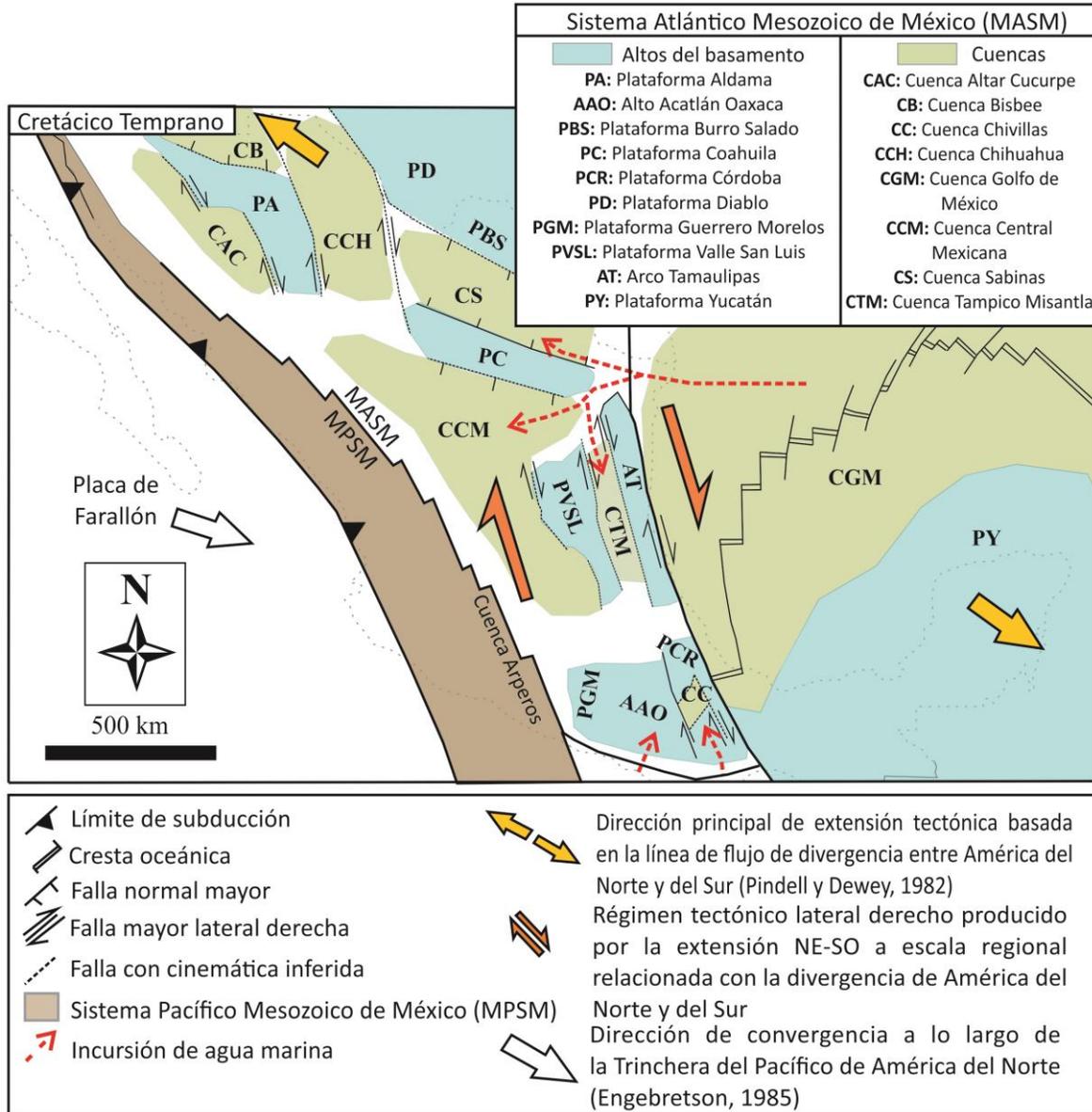


Figura 2.5. Reconstrucción tectónico-estratigráfica de la zona del Golfo de México durante el Cretácico Temprano. El Bloque de Yucatán giró a su posición actual a lo largo de la Falla Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas (TGLC) y el Golfo de México de abre. La incurción de las aguas marinas del Golfo de México determinó el fin de la sedimentación continental dentro del MASM y favoreció el desarrollo de las cuencas y plataformas carbonatadas. Modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez (2018). LB: Falla de La Bahía; SJ: Cinturón milonítico de la Sierra de Juárez; SM: Falla de San Marcos. La línea punteada representa la línea de costa actual de México.

Durante la etapa de deriva y enfriamiento en la cuenca Tampico-Misantla se depositaron las Formaciones Santiago, Tamán, Pimienta, Tamaulipas Inferior, el Horizonte Otates y la Formación Tamaulipas Superior (Fig. 2.4):

La Formación Santiago, depositada durante el Jurásico Tardío consta de una sucesión de lutitas calcáreas de color gris oscuro con presencia de nódulos calcáreos (Reyes, 1964). El espesor de esta formación varía entre 105 y 186 m (Cantú-Chapa, 1984; López-Palomino, 2002). La unidad Santiago aflora en el estado de San Luis Potosí, Hidalgo en las localidades Molango, Pisaflores, Huehuetla y Tenango y en el estado de Puebla en el río San Marcos, río Tezcapa, Ometepetl y carretera Huauchinango-Villa Juárez (Cantú-Chapa, 1971; López-Palomino et al., 2006). La localidad tipo de esta formación se localiza en la ladera oeste del río Moctezuma (Tamán, San Luis Potosí), cerca de la desembocadura del Arroyo Santiago (López-Palomino, 2002). El límite inferior es transicional y concordante con la Formación Tepexic y el límite superior es transicional y concordante con la Formación Tamán (Cantú-Chapa, 1971). De acuerdo con Pedrazzini y Basáñez (1978), esta formación se depositó en condiciones marinas de poca energía en facies de cuenca debido en la composición limolítica calcárea y la ausencia de fósiles en la parte media de la Formación Santiago.

La Formación Tamán, depositada durante el Jurásico Tardío (Kimmeridgiano-Titoniano), consta de una sucesión de caliza negra microcristalina bien estratificada de grano fino y lutita negra (Heim, 1926). De acuerdo con Suter (1990), los espesores en el Anticlinorio de Huayacocotla y cerca de Pisaflores, Hidalgo, varían de 150 a 200 m. La unidad aflora en superficie en el poblado de Tamán, San Luis Potosí, Huehuetla, Pisaflores, Hidalgo; río Tezcapa, río Apulco, río San Marcos, Texxacach, carretera Huauchinango-Villa Juárez y en Mazatepec, Puebla (Heim, 1926; Cantú-Chapa, 1971, 1984; Villaseñor et al., 2000; López-Palomino, 2002). En subsuelo se ha identificado su presencia en la parte occidental de la cuenca Tampico-Misantla (Pedrazzini y Basáñez-Loyola, 1978) y en el área de Soledad Miquetla (Cantú-Chapa, 1969). La localidad tipo de esta formación se localiza en las cercanías del poblado de Tamán, San Luis Potosí entre el río Moctezuma y la carretera México-Laredo (Cantú-Chapa, 1969). La Formación Tamán suprayace sobre un contacto concordante la Formación Santiago e infrayace a la Formación Pimienta (Cantú-Chapa, 1984). Hermoso De La Torre y Martínez-Pérez (1972) mencionan que el ambiente de depósito de esta unidad es de cuenca debido a que se observan estructuras sedimentarias primarias que indican condiciones de alta energía producidas por corrientes de turbidez. Por

otro lado, Pessagno et al. (1987) mencionan que la asociación de radiolarios, amonites, pectínidos y calpionelidos, sugieren que esta unidad se depositó en profundidades que van de batial (1 000-4 000 metros) a abisal (4 000-6 000 metros).

La Formación Pimienta, depositada durante el Jurásido Tardío (Titoniano), consta de una sucesión de caliza negra, lutita y bandas de pedernal. Se estima que el espesor de esta unidad varía entre los 100 y 200 m (Heim, 1926). De acuerdo con Cantú-Chapa (1971) y PEMEX (1988), esta formación se localiza en el área de Tamán, San Luis Potosí y río Apulco, Puebla; asimismo, al oriente de México se ubica desde el sur de la cuenca de Burgos y en el frente de la Sierra Madre Oriental. La localidad tipo se encuentra a 1 km al norte del poblado La Pimienta, al sur-poniente de Tamán, San Luis Potosí (Suter, 1990). La Formación Pimienta suprayace de forma concordante a la Formación Tamán e infrayace a la Formación Tamaulipas Inferior (Carrillo-Bravo, 1971; Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez, 1972; Cantú-Chapa, 1984). El contenido fósil (amonites y calpionélidos) identificado en esta formación (Cantú-Chapa, 1971; Aguilera, 1972) sugiere un ambiente de depósito que varía de plataforma externa a cuenca (PEMEX, 1988; Salvador, 1991).

La Formación Tamaulipas Inferior, depositada durante el Cretácico Temprano (Berriasiano-Aptiano), consta de una sucesión de caliza de color blanco a gris claro que en ocasiones suele ser amarilla (Muir, 1936). El espesor de esta unidad varía entre los 300 y 500 m (PEMEX, 2008). De acuerdo con PEMEX (2008), se distribuye ampliamente en la porción sur de la Península de Tamaulipas y en el frente oriental de la Sierra Madre Oriental; así como en el norte y noreste de la cuenca de la Mesa Central. La localidad tipo de esta formación aún no ha sido establecida. La unidad Tamaulipas inferior sobreyace concordantemente a la Formación Pimienta y subyace en contacto transicional con el Horizonte Otates. El sitio de depósito corresponde a un ambiente pelágico de cuenca con moderada profundidad y aguas tranquilas bien oxigenadas (Gómez-Anguiano et al., 2004). El contenido fósil de esta formación corresponde a belemnites, amonites y abundantes calpionélidos (PEMEX, 1988).

El Horizonte Otates, depositado durante el Cretácico Temprano (Aptiano medio-tardío), consta de una secuencia de caliza arcillosa de color gris oscuro a negro con intercalaciones de lutita (Bello, 1978). El espesor de este horizonte varía de pocos centímetros a 25 m, pero en general pocas veces sobrepasa los 10 m. El Horizonte Otates se localiza tanto en superficie como en subsuelo, abarcando el norte del Estado de Veracruz, sur de Nuevo León y Tamaulipas, noreste de Hidalgo y sureste de San Luis Potosí (Santamaría et al., 1990). La localidad tipo se ubica en el cañón de Otates, situado entre los 250 y 300 metros río arriba de la porción más oriental del cañón de la Borrega, en la Sierra de Tamaulipas, Tamaulipas, México. Generalmente esta unidad yace en forma concordante sobre la Formación Tamaulipas Inferior y sobreyace de igual manera por la Formación Tamaulipas Superior. De acuerdo con el contenido fósil (amonites y ostrácodos) presente en esta unidad (Castro y Martínez, 1977; Bello, 1978), el horizonte Otates constituye un depósito de mares de baja energía y fauna pelágica.

La Formación Tamaulipas Superior, depositada durante el Cretácico Temprano, consta de una secuencia de calizas compactas de grano fino (Belt, 1925). El espesor de esta unidad varía de 60 a 400 m (PEMEX, 1988). Esta formación se encuentra ampliamente distribuida en los estados de San Luis Potosí, Hidalgo, Tamaulipas, Puebla, Veracruz y Nuevo León (Santamaría et al., 1991). De acuerdo con Muir (1936), la localidad tipo se localiza en el cañón de la Borrega, Sierra de Tamaulipas. El contacto inferior es concordante con las Formaciones Tamaulipas Inferior (Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989). De acuerdo con PEMEX (1988), el contenido fósil de esta formación (foraminíferos planctónicos y radiolarios) corresponde a facies de cuenca con poco aporte de terrígenos.

La sedimentación del margen pasivo cesó durante el Cretácico Tardío como resultado del desarrollo de la orogenia Laramide que dio origen a la Sierra Madre Oriental (SMO) (Fitz-Díaz et al., 2012; Juárez-Arriaga et al., 2022). La orogenia fue producto de la convergencia de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana; y, en consecuencia, las rocas mesozoicas de la parte occidental fueron plegadas y cabalgadas al ser incorporadas al cinturón de deformación. Este evento desencadenó el término de la acumulación de sedimentos carbonatados y el comienzo del depósito de sedimentos detríticos procedentes

de las grandes cadenas montañosas (Padilla y Sánchez, 2007; PEMEX, 2013; Padilla y Sánchez, 2016).

### **2.3 Condiciones paleoambientales durante la transición Jurásico-Cretácico en el centro de México**

La cuenca de Tampico-Misantla ubicada en el centro oriental de México es una cuenca originada a partir de la transgresión marina ocurrida a principios del Jurásico Temprano. La cuenca Tampico-Misantla constituye una depresión irregular de edad Jurásico Temprano-Medio, de aguas someras a profundas (PEMEX, 2010).

De acuerdo con Martínez-Yáñez et al. (2017), el depósito de sedimentos en la cuenca Tampico-Misantla tuvo lugar bajo condiciones anóxicas durante el Kingmeridiano-Titoniano, que cambiaron a oxigenadas durante el Berriasiano como resultado de una posible conexión con la masa de agua del Tetis. Esto fue interpretado a partir de la disminución progresiva en el contenido de COT y la aparición de facies dominadas por calpionélidos. Respecto al clima, existieron variaciones de condiciones cálidas a húmedas que también pudieron estar influenciadas por el tectonismo activo (Nesbitt et al., 1997; Armstrong-Altrin et al., 2013). Adicionalmente, la presencia de numerosas capas de bentonita en estas formaciones evidencia el incremento de actividad volcánica en el occidente de México.

# Capítulo

# 3



## MATERIALES Y METODOLOGÍA

Angélica Ruiz Correa  
Tesis de Licenciatura

### Capítulo 3. MATERIALES Y METODOLOGÍA

En este capítulo se describe la localización y características generales de la sección estudiada y, de manera breve, la metodología aplicada, la cual constó de tres etapas principales: trabajo de campo, análisis de laboratorio e integración e interpretación de datos. Para cada etapa se describen los métodos aplicados, con énfasis en el fundamento teórico de cada uno y en la forma como fue empleado en esta investigación.

#### 3.1 Sección Arroyo Ameca

La sección Arroyo Ameca está localizada en el municipio de Pisaflores, Hidalgo (21°13'59.94" N y 98°54'19.18" O) (Fig. 3.1). Desde el punto de vista paleogeográfico, la sucesión estudiada se depositó en el extremo oeste de la cuenca Tampico-Misantla, que actualmente se encuentra levantado en el denominado sector Huayacocotla de la Sierra Madre Oriental. Esta tiene un espesor de 60 m y está conformada por las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior.



Figura 3.1. Mapa de ubicación de la sección Arroyo Ameca y sección estratigráfica esquemática.

### 3.2 Métodos

Los métodos aplicados en este trabajo se agruparon en tres etapas principales (Fig. 3.2). A continuación, se describe cada una de ellas:

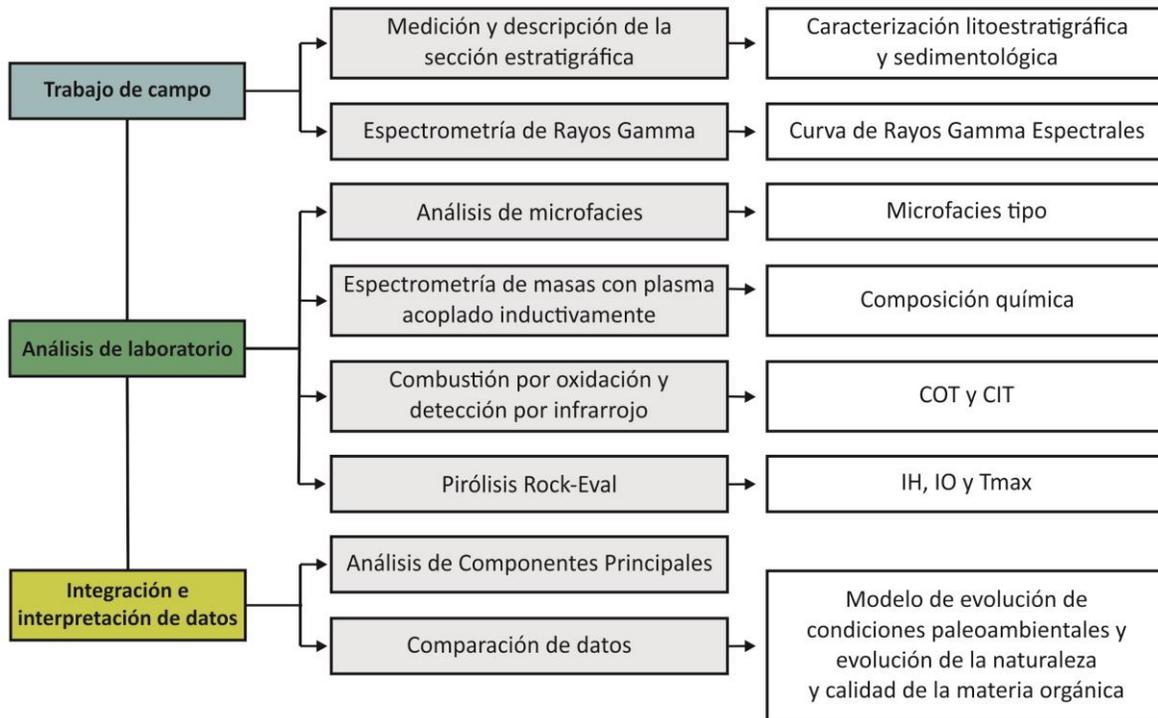


Figura 3.2. Síntesis de la metodología empleada en este trabajo. A excepción de medición de los rayos gamma (realizada por Martínez-Yáñez, 2021), la preparación de las láminas delgadas y los análisis químicos en los laboratorios, todas las demás actividades, incluyendo el trabajo de campo, el análisis de microfacies, la pulverización de las muestras, y la integración e interpretación de datos, fueron realizadas por la autora (A. Ruiz) del presente trabajo.

#### 3.2.1 Trabajo de campo

##### 3.2.1.1 Medición y descripción de la sección estratigráfica

La sección Arroyo Ameca se midió utilizando una cinta métrica y un báculo de Jacob. El primer aspecto descrito en la sección fue la litología y el espesor de los estratos (Fig. 3.3).

Adicionalmente se describió el color, las estructuras sedimentarias, la textura de la roca y el contenido fósil. El color se describió según la tabla de colores de la Sociedad Geológica de América-GSA (Goddart, 1948), mientras que la textura se describió considerando el esquema de clasificación de Dunham (1962). El grado de bioturbación fue determinado con el índice propuesto por Taylor y Goldring (1993) (IB: 0–6), siendo 0 el grado de una roca que no presenta bioturbación y 6 el grado de una roca completamente bioturbada.

Durante el trabajo de campo también se recolectaron muestras cada 0.5 m y en niveles con rasgos particulares.



Figura 3.3. Fotografía del trabajo de campo (descripción de columna estratigráfica) de la sección Arroyo Ameca.

### **3.2.1.2 Espectrometría de Rayos Gamma**

Los rayos gamma constituyen un tipo de radiación ionizante de alta frecuencia y, en consecuencia del nivel de energía que poseen, son capaces de penetrar la materia a mayor profundidad en comparación de la radiación alfa y beta. Como resultado, la materia por la

que pasan los fotones se excita y genera electrones secundarios que se emplean para medir la radioactividad del material (Arroyo-Carrasco, 2007).

El registro de espectrometría de rayos gamma naturales es una técnica que consiste en la detección y medición del espectro de radiaciones gamma emitidas por los isótopos de torio (Th), uranio (U) y potasio (K), las tres fuentes de radioactividad natural de la Tierra (Myers y Bristow, 1989). Los elementos torio y uranio son abundantes en arcillas, materia orgánica y minerales pesados como la uraninita, torita y carnotita; mientras que el potasio se encuentra en sedimentos que contienen minerales como micas, arcillas y feldespatos (Wignall y Myers, 1988). Por lo tanto, esta técnica es utilizada como un indicador litológico, particularmente eficaz para el reconocimiento de unidades arcillosas como resultado de la concentración de elementos radioactivos de las mismas.

En este trabajo, el estudio espectrométrico de Rayos Gamma en la sección estudiada se realizó utilizando un escintilómetro modelo RS-125 (Fig. 3.4). En total se realizaron 111 mediciones a intervalos de 50 cm; en cada punto de registro la medición se realizó de manera perpendicular a la pared de los estratos, sobre una superficie plana, en contacto directo del equipo con la roca, y durante un tiempo de 1 min. Antes del análisis, la superficie se limpió para obtener roca fresca, evitando perturbaciones en la señal emitida. Cabe resaltar que las mediciones fueron realizadas por Martínez-Yáñez (2021).



Figura 3.4. Fotografía del escintilómetro modelo RS-125 utilizado en el presente trabajo.

El escintilómetro convirtió automáticamente la señal emitida de cada ventana de energía, arrojando valores porcentuales (%) para K y en partes por millón (ppm) para U y Th. Los valores de Rayos Gamma Espectrales (RGE) se calcularon utilizando la fórmula propuesta por Ellis (2007):

$$\text{RGE (API)} = \text{K (\%)} \times 16 + \text{U (ppm)} \times 8 + \text{Th (ppm)} \times 4$$

La curva de RGE obtenida se utilizó para realizar correlaciones con distintas localidades.

### **3.2.2 Análisis de laboratorio**

Esta etapa comprendió el estudio petrográfico de láminas delgadas preparadas mediante técnicas convencionales a partir de las muestras obtenidas en campo, las cuales fueron realizadas por un servicio externo, y distintos análisis geoquímicos. Para estos últimos, fragmentos frescos de roca, libres de fracturas, cementos, fragmentos fósiles evidentes e hidrocarburos fueron pulverizados con mortero y pistilo de ágata hasta alcanzar una granulometría inferior a 75  $\mu\text{m}$ . El material pulverizado fue separado en distintas alícuotas y enviado para su análisis a diferentes laboratorios.

#### **3.2.2.1 Análisis de microfacies**

El término microfacies es empleado para referirse al total de todas las características sedimentológicas y paleontológicas que pueden describirse y clasificarse a partir de secciones delgadas obtenidas de una muestra de roca (Flügel, 2010). El análisis de microfacies es una técnica que consiste en la descripción de todos los componentes visibles de una roca carbonatada, basándose en el análisis e identificación de microorganismos indicadores de las condiciones paleoambientales (nivel de energía, grado de oxigenación, disponibilidad de nutrientes, luminosidad, profundidad de depósito, etc.) que acontecieron durante el depósito de la sucesión sedimentaria.

En este trabajo, el análisis de microfacies se aplicó a 46 láminas delgadas, las cuales fueron analizadas con un microscopio petrográfico Primotech modelo Carl Zeiss S/N 3156000314

ubicado en el Laboratorio de Análisis de Cuencas Sedimentarias del Instituto de Geología de la UNAM (Fig. 3.5).



Figura 3.5. Fotografía del microscópico Primotech modelo Carl Zeiss S/N 3156000314 utilizado en el presente trabajo.

Aunque una caracterización general de las microfacies fue establecida previamente en esta sección por Martínez-Yáñez (2021), en este trabajo se profundizó en los rasgos de las microfacies y se caracterizó la abundancia de los principales componentes aloquímicos. Las rocas se clasificaron considerando el esquema propuesto por Dunham (1962) (Fig. 3.6). El color de la roca se evaluó de acuerdo con la tabla de colores de la Sociedad Geológica de América (GSA, por sus siglas en inglés) y el grado de bioturbación se estableció considerando el índice de bioturbación propuesto por Taylor y Goldring (1993). Además, la abundancia de granos se determinó utilizando el esquema de Bacelle y Bosellini (1965) y se reportó según las categorías de Flügel (2012): rara (2–5%), escasa (5–10%), común (10–30%), muy común (30–50%) y abundante (> 50%). Con toda la información obtenida del estudio petrográfico, las muestras analizadas fueron agrupadas en microfacies tipo considerando, textura, fábrica y contenido fósil. Cada una de ellas se comparó con las microfacies tipo definidas para una rampa carbonatada (RMF 1-30), cada una de las cuales tiene características particulares (Flügel, 2010). Cabe destacar que algunas de las

microfacies tipo del modelo de rampa poseen microfacies estándar equivalentes (SMF:1-26) en el modelo de plataforma bordeada de Wilson (1975).

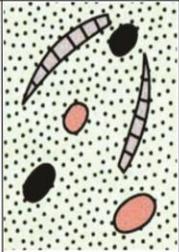
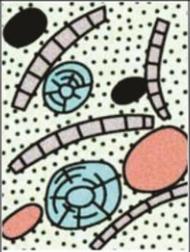
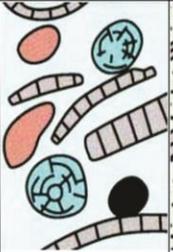
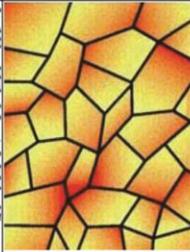
Textura depositacional reconocible				Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción	Textura depositacional no reconocible
Componentes originales no unidos durante la sedimentación			Clasto-soportado sin lodo micrítico		
Con lodo micrítico		Grano-soportado			
Matriz-soportado	Grano-soportado				
< 10 % granos	> 10 % granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalina
					

Figura 3.6. Esquema de clasificación textural para rocas carbonatadas propuesto por Dunham (1962).

El sitio de depósito de cada microfacies fue determinado según el modelo de facies para una rampa propuesto por Flügel (2010), el cual describe las diferentes zonas de depósito de este tipo de plataforma, desde la zona perimareal en la rampa interna hasta el ambiente de cuenca profunda (Fig. 3.7). Cada una de estas zonas posee condiciones ambientales únicas que hacen que el tipo de sedimentos que en ellas se acumula tenga características de textura, fábrica y asociación de granos particulares. Los modelos de plataformas carbonatadas han tenido un fuerte impacto en la interpretación de las litofacies y biofacies de las rocas carbonatadas debido al empleo de las distintas microfacies como indicadores de las condiciones y sitio de depósito (Abyat et al., 2019; Permana et al., 2019; Ahmed et al., 2021; Mahboubi et al., 2021).

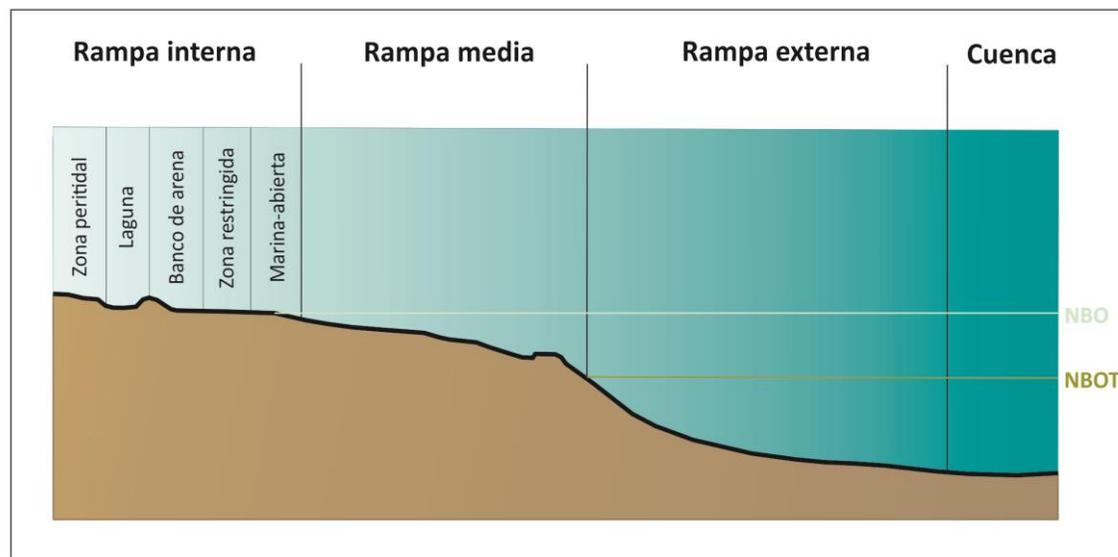


Figura 3.7. Modelo de rampa carbonatada propuesto por Flügel (2010). NBO: Nivel de base de las olas de buen tiempo, NBOT: Nivel de base de las olas de tormenta.

### 3.2.2.2 Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente

La técnica de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS, por sus siglas en inglés) emplea para su funcionamiento un plasma de argón (Ar) acoplado inductivamente y un espectrómetro de masas. El plasma de argón acoplado inductivamente se utiliza como fuente de excitación para la ionización de los elementos presentes en la muestra y el espectrómetro de masas como analizador y conductor de los iones (elementos ionizados por el plasma previamente) que resultan de aplicar una carga ( $m/z$ ). En este proceso, los iones son sometidos a altas presiones y temperaturas (hasta 7000 °K) para que finalmente sean reagrupados de acuerdo con su masa atómica (Al-Hakkani, 2019; Ríos-Lugo y Hernández-Mendoza, 2020). Las concentraciones obtenidas son reportadas en porción de abundancia (% , ppm o ppb).

Al ser una técnica altamente sensible y precisa, ofrece resultados con muchas ventajas. De igual forma, es una técnica robusta, ya que permite el análisis de hasta 70 elementos por muestra. Por lo cual, es una técnica ampliamente utilizada a nivel mundial en distintas áreas científicas (geología, biología, química, medicina, farmacéutica, etc.).

En este trabajo, la composición química de 30 muestras de la sección Arroyo Ameca se determinó mediante ICP-MS, usando el método Ultratrace 6 (digestión ácida “casi total”) y un espectrómetro Perkin Elmer Sciex Elan 6100 (Fig. 3.8) (rango límite inferior de detección = 0.001 ppm/0.01%) en los Activación Laboratories (Actlabs), Canadá. Las muestras pulverizadas fueron tratadas con ácido clorhídrico (HCl), ácido nítrico (HNO<sub>3</sub>), ácido perclórico (HClO<sub>4</sub>) y ácido fluorhídrico (HF), la mezcla se calentó mediante un programador que controló la temperatura en varios ciclos, hasta que las muestras alcanzaron la sequedad incipiente. Finalmente, las muestras fueron disueltas en agua regia. Las concentraciones obtenidas fueron reportadas en porción de abundancia (% o ppm) de cada elemento detectado.



Figura 3.8. Fotografía de un espectrómetro de masas Perkin Elmer Sciex Elan 6100 como el utilizado en el presente trabajo (tomado de [www.conquerscientific.com](http://www.conquerscientific.com)).

La aplicación de la espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente permitió obtener las concentraciones de Ca, Al, Mg, Fe, K y Na, así como de los elementos traza sensibles a condiciones redox (Mn, V, U y Mo) e indicadores de productividad (Cu y Ni) (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006).

Las concentraciones de Ca, Al, Mg, Fe, K y Na fueron convertidas a concentraciones de óxidos y expresadas en proporción molar para calcular el Índice de Alteración Química (IAQ), usando la ecuación propuesta por Nesbitt y Young (1982):

$$\text{IAQ} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

En esta fórmula, la proporción molar correspondiente al valor de CaO\* únicamente representa el CaO de origen detrítico. Debido a que en este trabajo solo se conoce el valor de la concentración total de CaO, el valor de CaO\* fue remplazado por el valor de Na<sub>2</sub>O, de acuerdo con McLennan (1993).

El IAQ se utiliza para evaluar el grado de meteorización química que sufren las rocas. Valores del IAQ que oscilan entre 50 y 70 indican un clima frío y/o árido, entre 70 y 80 representan un clima cálido y/o húmedo y valores entre 80 y 100 son indicativos de un clima caliente y húmedo (Nesbitt y Young, 1982).

Las concentraciones de elementos traza fueron normalizadas respecto al aluminio (Al) con la finalidad de eliminar el efecto de dilución causado por la presencia de minerales detríticos y separar la proporción autógena de cada elemento (Algeo y Maynard, 2004). De igual forma, considerando los valores de la “lutita promedio” (*Average Shale, ASV*) de Turekian y Wedepohl (1961) (Tabla 3.1), se calculó el factor de enriquecimiento (FE) de cada elemento mediante la ecuación propuesta por Brumsack (2006):

$$FE_{\text{elemento}} = (\text{Elemento}/\text{Al})_{\text{muestra}}/(\text{Elemento}/\text{Al})_{\text{ASV}}$$

En esta ecuación,  $(\text{Elemento}/\text{Al})_{\text{muestra}}$  corresponde al elemento normalizado de la muestra analizada, mientras que  $(\text{Elemento}/\text{Al})_{\text{ASV}}$  corresponde al valor normalizado de cada elemento respecto en la lutita promedio (ASV). De acuerdo con Algeo y Tribouillard (2009), un enriquecimiento autógeno detectable corresponde a valores de  $FE > 3$  y un enriquecimiento sustancial a valores de  $FE > 10$ .

Elemento	Concentración (ppm)	Elementos y concentraciones normalizadas con respecto al Al	
V	130	V/Al	0.001470425
Cu	45	Cu/Al	0.000508993
Ni	69	Ni/Al	0.000780456
U	3.7	U/Al	0.0000418506
Mo	1	Mo/Al	0.000011311

Tabla 3.1 Concentraciones absolutas y normalizadas con Al de elementos traza en la lutita promedio (Turekian y Wedepohl, 1961).

### 3.2.2.3 Combustión por oxidación y detección por infrarrojo

Esta técnica permite conocer el contenido de Carbono Orgánico Total (COT), el cual representa el contenido de materia orgánica presente en la roca, y el contenido de Carbono Inorgánico Total (CIT), el cual representa el contenido de carbono proveniente de una fuente inorgánica, en este caso, los minerales carbonatados (Chamorro-Bolaños et al., 2010).

En este trabajo, el contenido de COT y CIT de 30 muestras pulverizadas fue determinado utilizando un instrumento LECO (Fig. 3.9), mediante la combustión de la muestra y la detección del CO<sub>2</sub> liberado con un detector de infrarrojo. Esta técnica se llevó a cabo en el Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas (CIGA) de la Universidad Autónoma de Coahuila.



Figura 3.9. Fotografía de un instrumento LECO como el utilizado en el presente trabajo determinar el contenido de COT y CIT (tomada de [www.leco.com](http://www.leco.com)).

La concentración de Carbono Total (CT) se midió calentando de 10 a 20 mg de muestra de roca pulverizada a 980 °C. El CIT se determinó acidificando una copia de la misma muestra con H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> al 10%. El contenido de COT se determinó restando el CIT del CT. La exactitud y precisión de ambos análisis es superior al 5%.

### 3.2.2.4 Pirólisis *Rock-Eval*

La técnica de pirólisis *Rock-Eval*, desarrollada por el Instituto Francés del Petróleo en 1996 consiste en el calentamiento de una muestra de roca a distintas temperaturas. El objetivo principal de este análisis es obtener información de interés paleoambiental y económico como el tipo de materia orgánica, la madurez térmica de las rocas carbonáceas y el potencial petrolífero de la roca generadora de hidrocarburos (Espitalié et al., 1985; Lafargue et al., 1998; Sykes y Snowdon, 2002).

La aplicación de este método permite la obtención de un pirograma en el que se obtienen diferentes parámetros (Fig. 3.10):

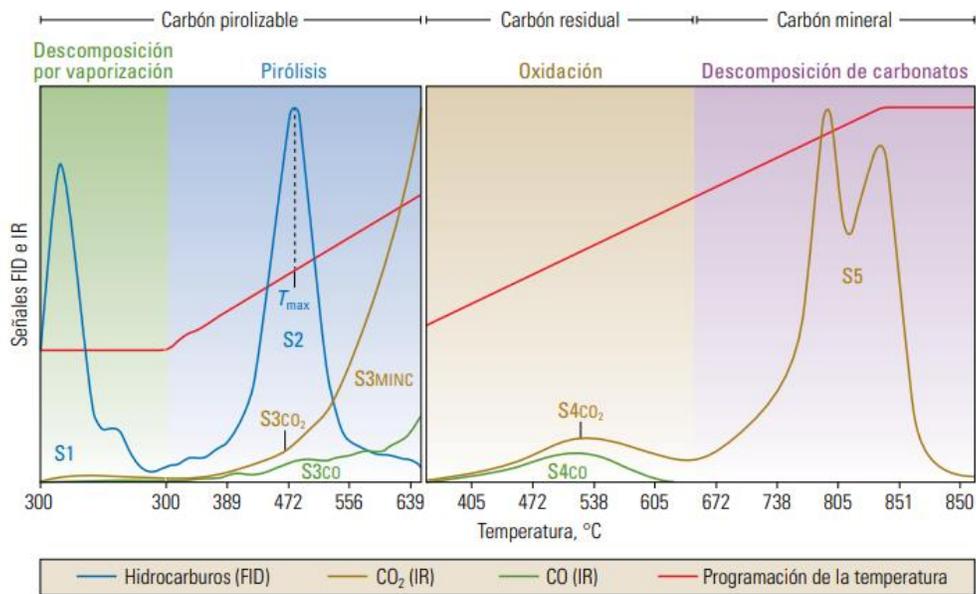


Figura 3.10. Resultados de un proceso programado de pirólisis *Rock-Eval*. Tomado de McCarthy et al. (2011).

- Pico S<sub>1</sub> (mg HC/g): representa los hidrocarburos libres o volátiles presentes en la muestra; para obtener este pico la muestra se calienta a 300 °C.
- Pico S<sub>2</sub> (mg HC/g): representa el total de hidrocarburos producidos durante el craqueo del kerógeno; para obtener este pico la muestra se calienta a una velocidad de 25 °C por minuto hasta alcanzar los 600 °C.

- Pico  $S_3$  (mg  $\text{CO}_2/\text{g}$ ): representa la cantidad de  $\text{CO}_2$  proveniente de la pirólisis del kerógeno en el intervalo 300–390 °C.
- Pico  $S_4$  (%): representa la cantidad de carbono orgánico residual oxidado, separando así los componentes dióxido de carbono y monóxido de carbono para proveer los picos  $S_4\text{CO}_2$  y  $S_4\text{CO}$ .
- Pico  $S_5$ : representa la cantidad de  $\text{CO}_2$  derivado de la descomposición de los carbonatos presentes en la muestra.
- $T_{\text{max}}$  (°C): representa la temperatura a la cual el pico  $S_2$  alcanza su valor máximo, es decir, la temperatura a la cual se genera la máxima cantidad de hidrocarburos a partir del calentamiento de la muestra.

En este trabajo, la técnica pirólisis *Rock-Eval* se aplicó a 15 muestras de roca pulverizada mediante un equipo Rock-Eval<sup>®</sup>6 Turbo ubicado en el Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas (CIGA) de la Universidad Autónoma de Coahuila (Fig. 3.11).

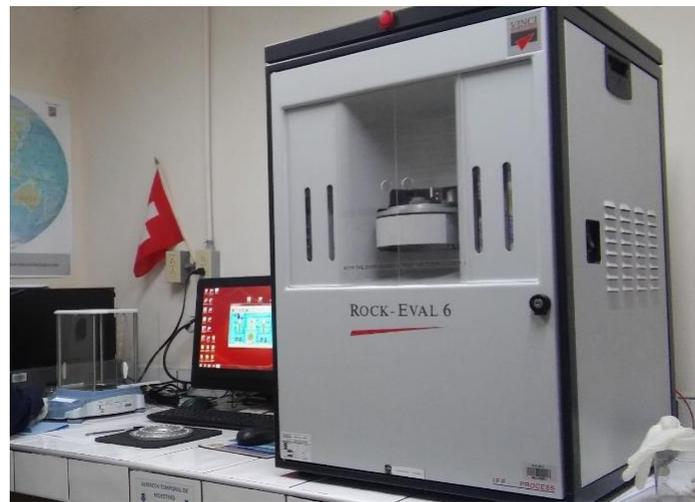


Figura 3.11. Fotografía del equipo Rock-Eval<sup>®</sup>6 Turbo utilizado en el presente trabajo.

Con los parámetros obtenidos se calcularon los siguientes índices:

- Índice de Hidrógeno (IH, mg HC/g COT): este parámetro representa la cantidad de hidrógeno en relación con la cantidad de carbono orgánico presente en una muestra de roca. Fue calculado usando la ecuación  $S_2/\text{COT} \times 100$ .

- Índice de Oxígeno (IO, mg CO<sub>2</sub>/g COT): este parámetro representa la cantidad de oxígeno en relación con la cantidad de carbono orgánico presente en una muestra de roca. Fue calculado usando la ecuación  $S_3/COT \times 100$ .

De igual forma, los resultados obtenidos fueron graficados de acuerdo con un diagrama de Van Krevelen (Espitalié et al., 1985; Van Krevelen, 1993) con la finalidad de conocer la materia orgánica (tipo de kerógeno) y a su vez también se graficaron las relaciones IH, IO y T<sub>max</sub>.

Los valores de IH, IO y T<sub>max</sub> únicamente se interpretaron para muestras con COT mayor igual a 0.1% y S<sub>2</sub> mayor igual a 0.1% (Espitalié et al., 1985).

### **3.2.3 Integración e interpretación de datos**

#### **3.2.3.1 Análisis de Componentes Principales**

El Análisis de Componentes Principales (ACP) es una técnica estadística que consiste en el análisis de las variables originales de una base de datos con la finalidad de agrupar dichos valores a lo largo de nuevos ejes denominados componentes principales, reduciendo la cifra de variables iniciales (Jolliffe, 1986). Los componentes principales (CP) se enlistan de acuerdo con que tanto porcentaje de la varianza de la base de datos explican, siendo su significancia estadística usualmente evaluada mediante un análisis de *broken-stick*. Los ángulos entre los vectores representan los atributos de la muestra en el nuevo espacio ordenado que puede interpretarse como la correlación entre ellos. Los ángulos cercanos a cero entre dos vectores indican una asociación positiva, los ángulos próximos a 90° representan independencia entre ambas variables y los ángulos cercanos a 180° señalan una asociación negativa (Legendre y Legendre, 1998).

En este trabajo, esta técnica se aplicó a una base de datos estandarizados compuesta por las concentraciones de Al, Ca, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, U y V usando la librería *vegan* del software R studio. Esto se realizó con el fin de establecer las relaciones entre los

distintos parámetros de la base de datos e identificar los principales controladores de los cambios en las condiciones paleoambientales.

### **3.2.3.2 Comparación de datos**

Las variables Carbono Inorgánico Total y Carbono Orgánico Total fueron usadas como indicadores independientes para validar la interpretación de los componentes principales (CP1 y CP2) derivados del ACP. Posteriormente, todos los datos sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos fueron comparados y considerados para la elaboración de un modelo de evolución de las condiciones paleoambientales durante la transición Jurásico-Cretácico en la cuenca Tampico-Misantla, considerando tanto las condiciones climáticas y oceanográficas globales, como el contexto tectónico y paleogeográfico regional y local. Finalmente, los datos de pirólisis *Rock-Eval* fueron empleados para determinar la naturaleza y calidad de la materia orgánica contenida en las rocas estudiadas.

# Capítulo

# 4



**RESULTADOS**

Angélica Ruiz Correa  
Tesis de Licenciatura

---

## Capítulo 4. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de los diferentes métodos aplicados en la presente investigación. Los datos se muestran en forma de gráficos.

### 4.1 Caracterización litoestratigráfica y sedimentológica de la sección Arroyo Ameca

La sección Arroyo Ameca corresponde a una sucesión pelágica de 60 m de espesor, principalmente caracterizada por la intercalación de estratos de caliza y lutita calcárea. Aunque esta sección fue incluida en el estudio realizado por Martínez-Yáñez (2021), en este trabajo se amplían los rasgos de la misma. En dicha sección se identificaron dos unidades litoestratigráficas: la parte basal, que corresponde a la parte superior de la Formación Pimienta (0–36.2 m), y la parte superior, que corresponde a la parte inferior de la Formación Tamaulipas Inferior (36.2–60 m). Aunque el contacto entre ambas unidades es transicional, el límite inferior de la Formación Tamaulipas Inferior se marcó en el nivel a partir del cual dominan los estratos de caliza de coloración amarillo grisáceo, usualmente bioturbada (Figs. 4.1 a 4.3).

La Formación Pimienta se caracteriza por una sucesión de estratos de caliza de coloración gris medio (N5) a gris oscuro (N3) que varían entre 0.1 y 2.5 m de espesor, y lutita calcárea de coloración negra (N1) en estratos de 0.05 a 0.15 m de espesor (Fig. 4.1A-B). Destaca también la presencia de un horizonte de bentonita de 10 cm de espesor y coloración amarillo verdoso oscuro (10Y 6/6) alrededor del nivel 10.5 m. En los estratos de caliza es común la presencia de nódulos y lentes de pedernal de color negro (N1) de hasta 20 cm de longitud, alineados al mismo nivel estratigráfico (Fig. 4.1C). Las principales estructuras sedimentarias identificadas fueron laminación y estratificación paralela, y estratificación ondulante. La presencia de galerías en esta unidad es escasa (IB: 0–1). También se observaron estructuras de *boudinage* (Fig. 4.1D-E). En cuanto al registro fósil, en esta unidad únicamente se observaron fragmentos de amonites. El aroma a hidrocarburos de la roca fresca es una característica común en toda la sucesión.

La Formación Tamaulipas Inferior se caracteriza por una sucesión de estratos de caliza de coloración amarillo grisáceo (5Y 8/4) que varían entre 0.2 y 0.75 metros de espesor (Fig. 4.2A-B). Las principales estructuras sedimentarias identificadas fueron estratificación ondulante de los 36.2 a los 40 m de espesor, mientras que en los 20 metros superiores la estratificación es paralela. A diferencia de la Formación Pimienta, los estratos de lutita calcárea, así como los nódulos y lentes de pedernal desaparecen; de igual manera, la presencia de galerías en esta unidad incrementa a moderada (IB: 2–3).



Figura 4.1. Fotografías de campo ilustrando los principales rasgos de la Formación Pimienta en la sección Arroyo Ameca: A-B) Intercalación de caliza y lutita, C) Nódulos y lentes de pedernal (flecha), D-E) Estructuras de *boudinage*. Tomada de Martínez-Yáñez (2021).



Figura 4.2. Fotografías de campo ilustrando los principales rasgos de la Formación Tamaulipas Interior en la sección Arroyo Ameca: A-B) Sucesión de caliza. Tomada de Martínez-Yáñez (2021).

## 4.2 Rayos gamma

Los valores medidos fueron calculados a Rayos Gamma Espectrales (RGE) mediante la ecuación propuesta por Ellis (2007), estos varían entre 14 y 86.4 API (promedio: 39.87 API). En la Formación Pimienta 73 valores oscilan de 19.2 a 86.4 API con un promedio de 44.41 API, mientras que en la Formación Tamaulipas Inferior 38 valores varían de 14 a 54.8 API con un promedio de 31.47 API. De manera general, es posible observar una tendencia decreciente de base a cima de la sección (Fig. 4.3). Los primeros 21 metros corresponden a los valores más altos de RGE (promedio: 48.06 API); posteriormente los valores de RGE del intervalo 21.5–60 m presentan un comportamiento decreciente más marcado (promedio: 34.5 API) (Fig. 4.3). Cabe destacar la presencia de una caída abrupta en los valores de RGE en el límite entre las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior.

## 4.3 Microfacies

El estudio petrográfico de las láminas delgadas de la sección Arroyo Ameca permitió el reconocimiento de 5 microfacies tipo principales que se describen a continuación (Figs. 4.3 y 4.4):

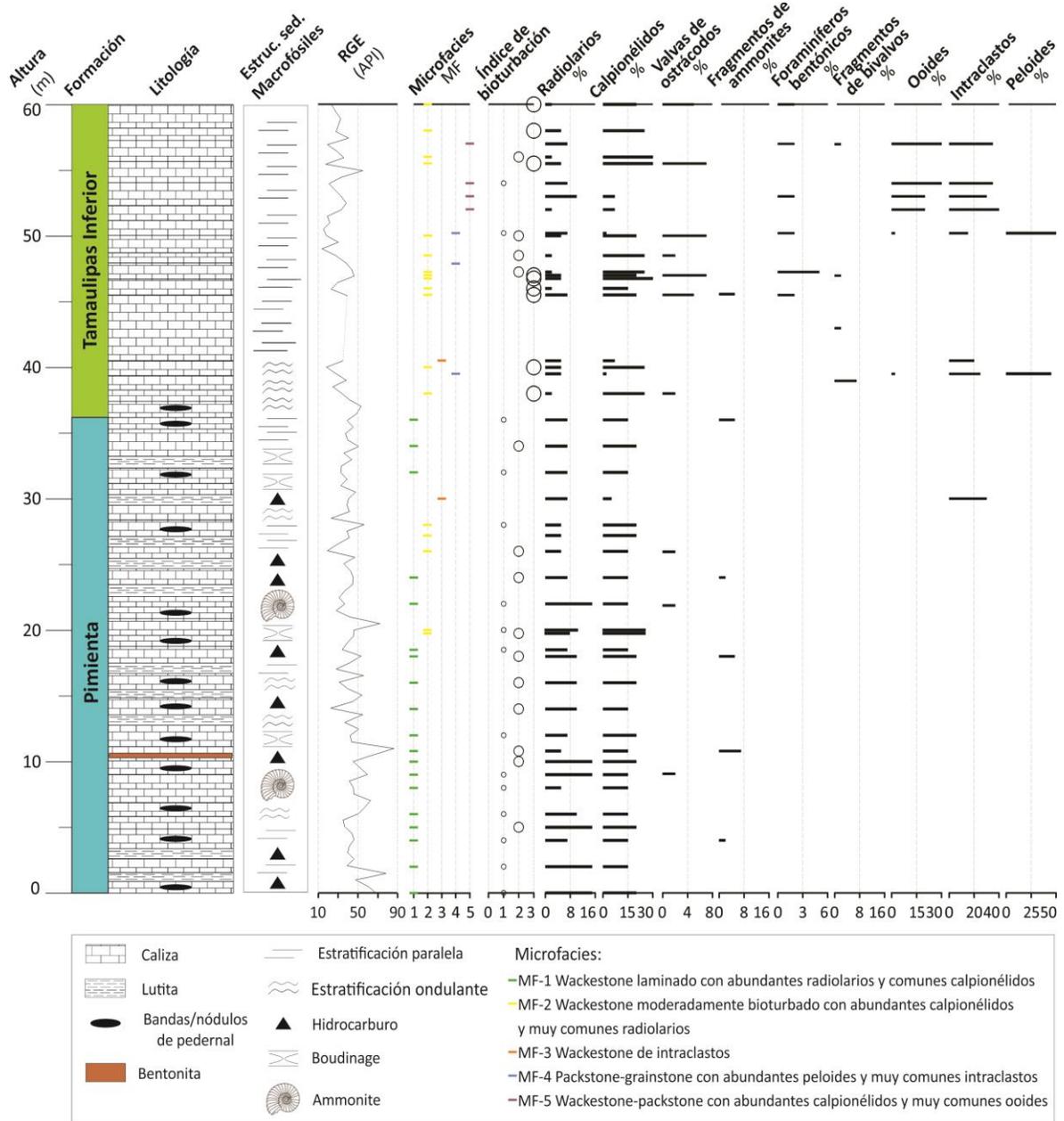


Figura 4.3. Columna estratigráfica de la sección Arroyo Ameca. Además de los principales aspectos litológicos y sedimentológicos, la figura muestra la distribución de los valores de RGE, de las microfacies tipo (MF-1 a MF-5), del índice de bioturbación, y la abundancia de granos.

**MF1. Wackestone laminado con abundantes radiolarios y comunes calpionélidos:**

Wackestone con abundantes radiolarios calcitizados (80–95%), comunes calpionélidos (5–15%) y escasas valvas de ostrácodos (5–10%). La matriz micrítica de esta microfacies presenta un color marrón-grisáceo (10YR 2/2) y presenta una escasa bioturbación (IB: 1–2). Un rasgo usual de esta microfacies es la ocurrencia de materia orgánica diseminada,

representada por pequeños fragmentos de color café oscuro. Asimismo, destaca la fábrica laminada, caracterizada la alternancia de láminas con distinta coloración y contenido de granos. La microfacies MF1 es representativa de la parte inferior de la sección Arroyo Ameca, en el intervalo 0–36 m.

**MF2. Wackestone moderadamente bioturbado con abundantes calpionélidos y muy comunes radiolarios:**

Wackestone con abundantes calpionélidos (50–85%), muy comunes radiolarios (30–15%), y comunes a raras valvas de ostrácodos y filamentos de bivalvos (5–15%). En lámina delgada es posible observar una matriz micrítica de color grisáceo (10YR 6/2) y una bioturbación poco común a moderada (IB: 2–3). La microfacies MF2 es dominante en el intervalo 37–60 m de la sección Arroyo Ameca.

**MF3. Wackestone de intraclastos:**

Wackestone con presencia común de intraclastos micríticos pobremente clasificados, subredondeados, de hasta 1.5 mm de diámetro (15–20%). Estos contienen calpionélidos y radiolarios. Entre los intraclastos se aprecia una matriz micrítica de color marrón (10YR 4/2) que contiene comunes calpionélidos (10–15%) y radiolarios (10–12%). La microfacies MF3 está presente de forma puntual en los niveles 30 y 41 m.

**MF4. Packstone-grainstone con abundantes peloides y muy comunes intraclastos:**

Packstone-grainstone con abundantes peloides micríticos bien clasificados y redondeados (60–70%) y muy comunes intraclastos (45–50%), asociados a comunes a escasos radiolarios (5–20%) y calpionélidos (5–20%). También se observan raros foraminíferos bentónicos (2–5%) y ooides (2–5%). Los granos están cementados por esparita, aunque en algunos casos también se aprecia micrita entre ellos. En lámina delgada es posible observar un color grisáceo (5Y 7/2) y una bioturbación escasa (IB: 0–1). La microfacies MF4 únicamente aparece como láminas de 1 a 2 mm de espesor intercaladas con otras microfacies, de manera muy puntual en los niveles 40, 47.5 y 50 m.

**MF5. Wackestone-packstone con abundantes intraclastos y muy comunes ooides:**

Wackestone-packstone con abundantes intraclastos (55–60%), muy comunes ooides superficiales (40–50%), y escasos ostrácodos (5–10%) y calpionélidos (4–7%). En lámina delgada es posible observar una matriz micrítica de color grisáceo claro (5Y 5/2) y una bioturbación escasa (IB: 0–1). La microfacies MF5 está presente de forma puntual en los últimos 10 m de la sección Arroyo Ameca (Formación Tamaulipas Inferior), particularmente en los niveles 51, 52, 53 y 58 m.

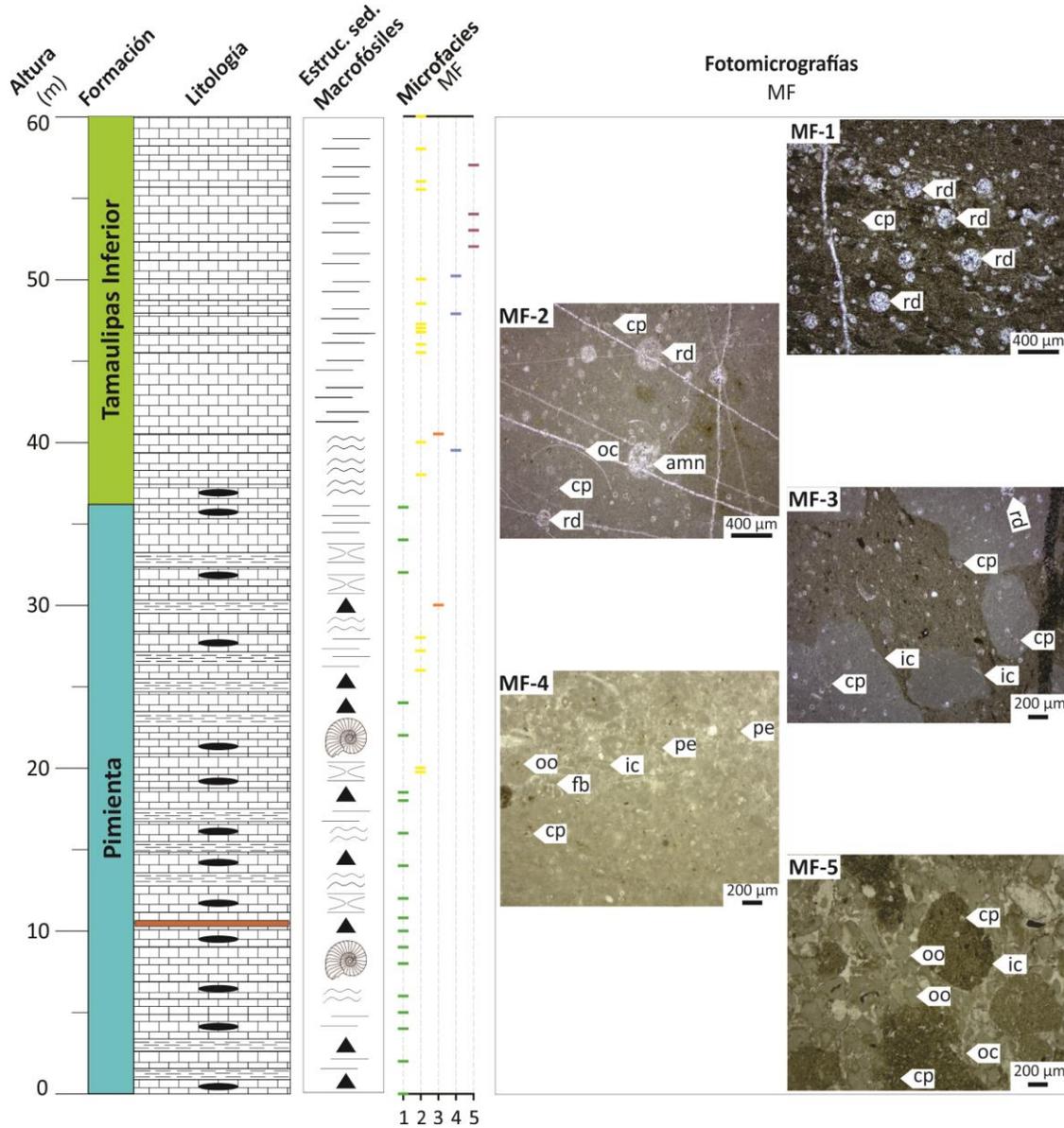


Figura 4.4. Distribución vertical de las microfacies tipo (MF-1 a MF-5) y fotomicrografías representativas de cada una de ellas. La simbología está explicada en la figura 4.3. Rd: radiolario, cp: calpionélido, oc: ostrácodo, amn: amonite, ic: intraclasto, oo: ooides, fb: foraminífero bentónico y pe: peloide.

#### 4.4 Contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT)

El contenido de COT en la sección Arroyo Ameca varía entre 0.08 y 0.82%. Los valores más altos (de 0.49 a 0.82%) ocurren desde la base hasta los 28 m de espesor. Los picos más bajos con valores entre 0.08 y 0.32% ocurren en el intervalo de los 30 a 60 m (Fig. 4.5). El contenido de CIT en la sección Arroyo Ameca varía entre 8.5 y 10.5%. Los valores más

bajos ocurren desde la base hasta los 30 m de espesor. Los picos más altos con valores entre 9.4 y 10.5% ocurren en el intervalo de los 32 a 60 m (Fig. 4.5).

La curva de COT presenta un comportamiento creciente en los primeros 28 m; posteriormente en los metros superiores de la sección, exhibe un decrecimiento escalonado. La curva de CIT presenta un comportamiento inverso al de la curva de COT.

#### **4.5 Abundancia de elementos mayores e Índice de Alteración Químico (IAQ)**

Los componentes más abundantes de la sección Arroyo Ameca son CaO (43.37–62.68%, promedio: 55.44%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.18–1.32%, promedio: 0.51%) y MgO (0.33–0.53%, promedio: 0.45%). Los óxidos menos abundantes son Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.085–0.44%, promedio: 0.19%), K<sub>2</sub>O (0.036–0.33%, promedio: 0.13%) y Na<sub>2</sub>O (0.01–0.09%, promedio: 0.03%) (Fig. 4.5). Los cambios más abruptos en la distribución de estos elementos ocurren entre los 36 y 40 m de la sección.

Las curvas de CaO y MgO presentan un crecimiento escalonado a lo largo de la sección. Las curvas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> presentan un comportamiento decreciente de base a cima. La curva de Na<sub>2</sub>O presenta un comportamiento poco variable dentro de los primeros 30 m. Los cambios más significativos en la distribución de este óxido ocurren entre los 32 y 58 m de espesor, donde de manera general la curva muestra una tendencia decreciente.

Por otro lado, los valores del IAQ oscilan entre 58 y 82. En los primeros 13 m la curva de este índice presenta un comportamiento decreciente, hasta un mínimo de 61. Posteriormente se observa un comportamiento creciente escalonado a partir del metro 15 hacia la cima (Fig. 4.5).

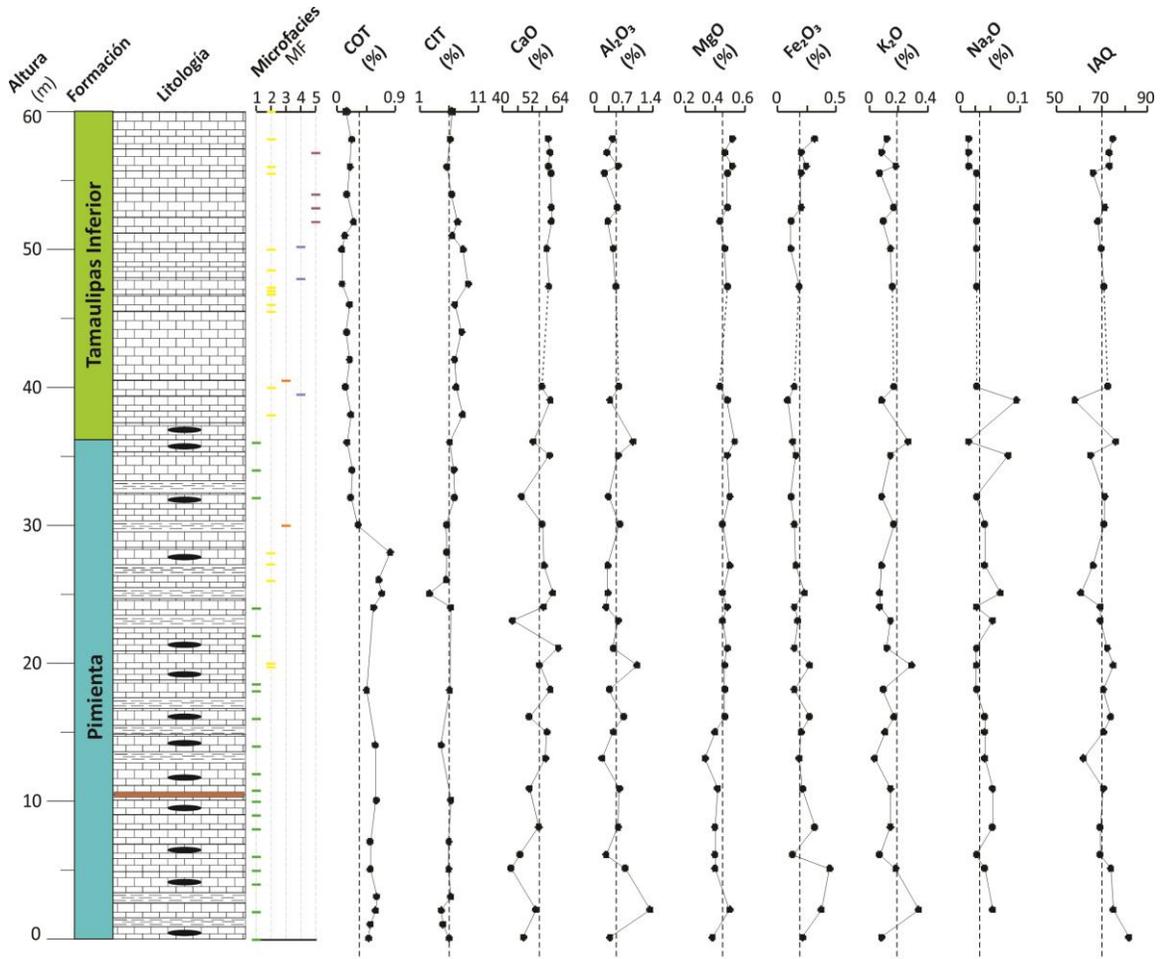


Figura 4.5. Variación en la concentración de COT, CIT, óxidos e índice de Alteración Química (IAQ) en la sección Arroyo Ameca. Como referencia se muestra también la distribución de las microfacies tipo (MF-1 a MF-5). La simbología está explicada en la figura 4.3. La línea punteada vertical representa el valor promedio en cada caso.

#### 4.6 Abundancia de elementos traza y Factor de Enriquecimiento (FE)

Los elementos traza más significativos de la sección Arroyo Ameca son Mn (107–998 ppm, promedio: 314.3 ppm) y V (4–58 ppm, promedio: 22.3 ppm). Los elementos traza de menor abundancia son U (0.4–5.6 ppm, promedio: 1.58 ppm), Mo (0.1–2.4 ppm, promedio: 0.89 ppm), Cu (3.3–43 ppm, promedio: 14.14 ppm) y Ni (3.7–11.8 ppm, promedio 7.26 ppm) (Fig. 4.6).

Las curvas de V, U, Mo y Ni presentan un decrecimiento de forma escalonada de base a cima. La curva de Mn presenta un comportamiento inverso. La curva de Cu presenta un comportamiento creciente durante los primeros 36 m y posteriormente decrece.

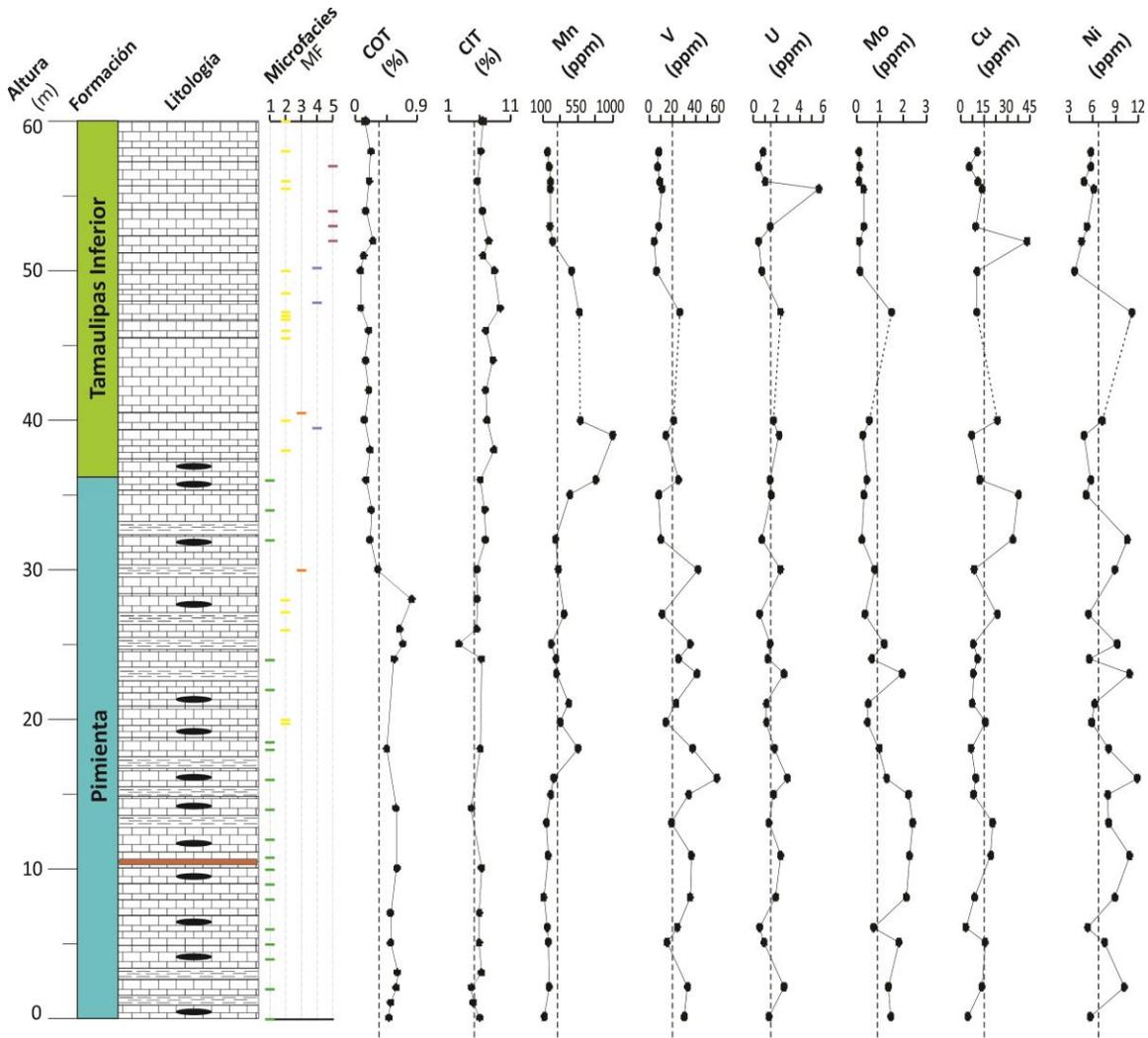


Figura 4.6. Variación en la concentración de COT, CIT y elementos traza en la sección Arroyo Ameca. Como referencia se muestra también la distribución de las microfácies tipo (MF-1 a MF-5). La línea punteada vertical representa el valor promedio en cada caso. La simbología está explicada en la figura 4.3.

Los factores de enriquecimiento (FE) de los elementos traza son los siguientes:  $FE_V$  (1.60–14, promedio: 6.28),  $FE_U$  (4.86–102.93, promedio: 16.53),  $FE_{Mo}$  (2.94–213.06, promedio: 34.73),  $FE_{Cu}$  (3.84–49.69, promedio: 12.57) y  $FE_{Ni}$  (1.39–10.37, promedio: 4) (Fig. 4.7).

Las curvas de los FE del V, U, Mo, Cu y Ni presentan de manera general un crecimiento escalonado durante los primeros 18 m de la sección, posteriormente, a partir del nivel 19.75 m exhiben un comportamiento decreciente.

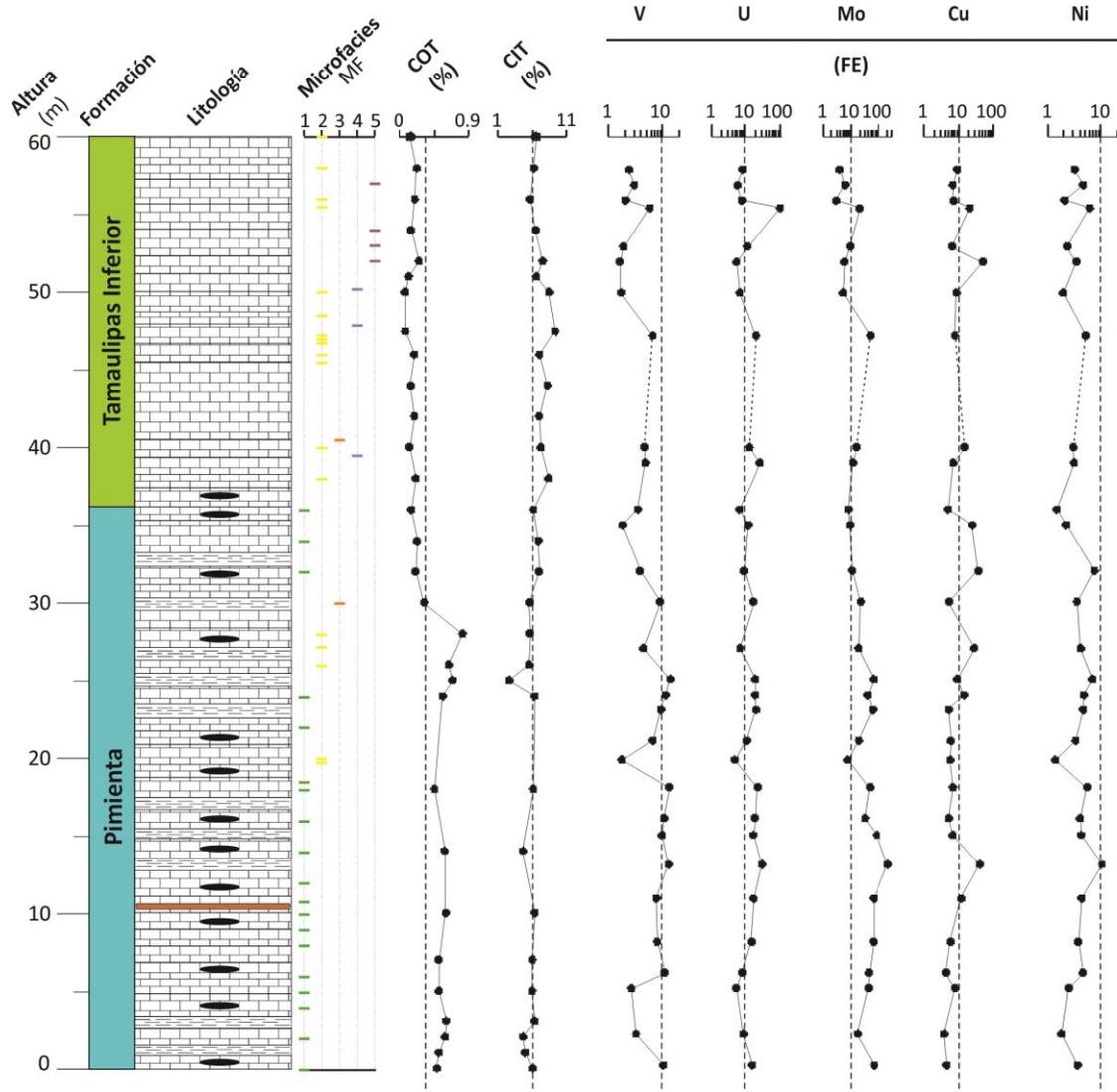


Figura 4.7. Variación en la concentración de COT, CIT y Factor de Enriquecimiento de elementos traza en la sección Arroyo Ameca. Como referencia se muestra también la distribución de las microfacies tipo (MF-1 a MF-5). La línea punteada vertical en las curvas de COT y CIT representa los valores promedio, y en las curvas de los FE representa el valor de 10. La simbología está explicada en la figura 4.3.

#### 4.7 Pirólisis *Rock-Eval*

Los valores de  $S_1$  varían de 0.04 a 0.27 mg HC/g con un promedio de 0.10 mg HC/g, mientras que los valores de  $S_2$  varían de 0.15 a 7.10 mg HC/g con un promedio de 1.79 mg

HC/g (Fig. 4.8). Los valores de IH e IO fluctúan entre 53 a 630 mg HC/g COT con un promedio de 305.8 mg HC/g COT y entre 17 a 219 mg CO<sub>2</sub>/g COT con un promedio de 54 mg CO<sub>2</sub>/g COT, respectivamente; mientras que los valores de T<sub>max</sub> oscilan entre 426 a 437 °C con un promedio de 430 °C (Fig. 4.8).

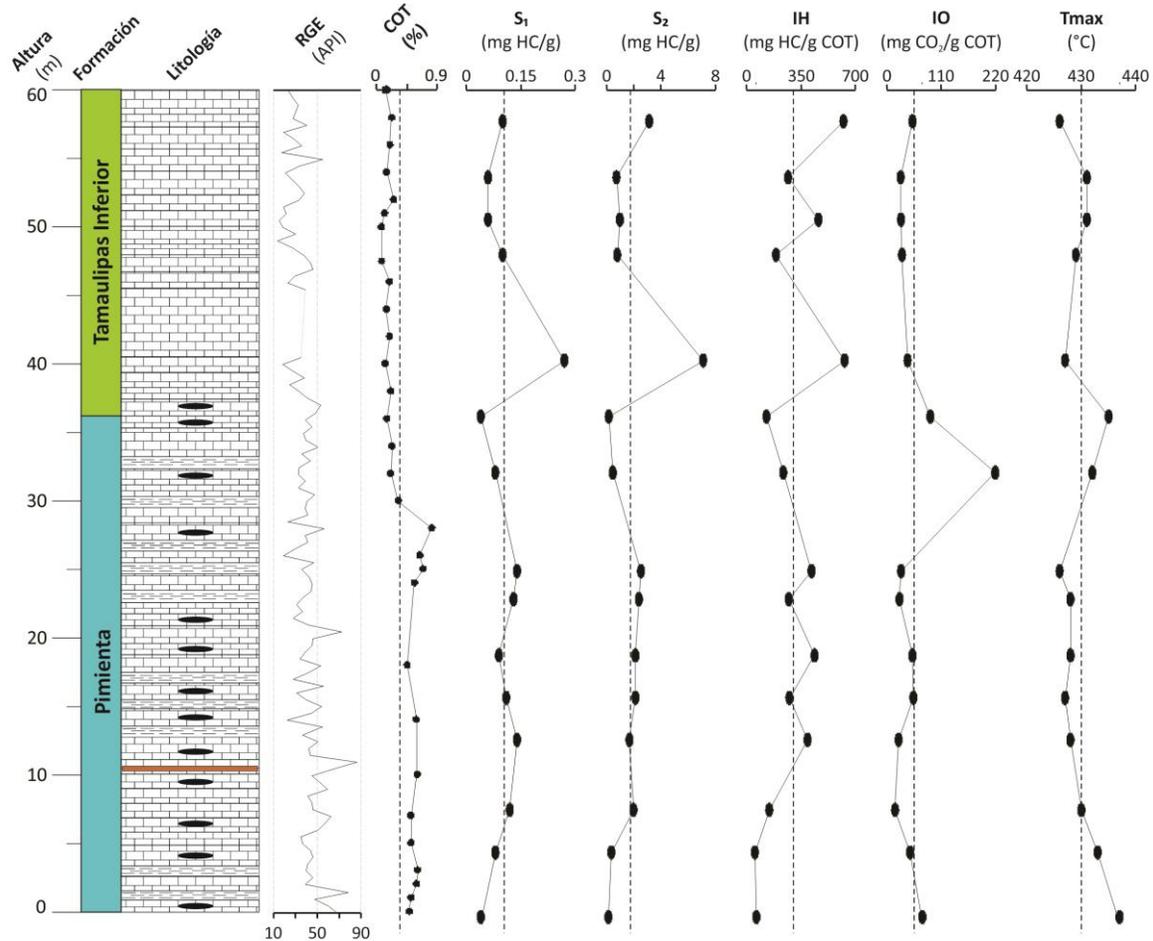


Figura 4.8. Distribución de los valores de RGE y variación en la concentración de COT, S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, IH, IO y T<sub>max</sub>. La línea punteada vertical representa el valor promedio en cada caso. La simbología está explicada en la figura 4.3.

Todos los datos petrográficos y geoquímicos obtenidos y calculados en esta investigación se presentan en el Anexo 1.

#### 4.8 Análisis de Componentes Principales

Los tres primeros componentes principales (CP1, CP2 y CP3) resultaron estadísticamente significativos cuando se compararon con la distribución de varianza bajo el modelo de *broken-stick*, puesto que estos contienen 36.07, 23.2 y 16.5% respectivamente de la varianza total del conjunto de datos (Fig. 4.9).

A lo largo del CP1 el U, Fe, Al y K se disponen hacia el extremo negativo. Por el contrario, el Mg y Mn se disponen hacia el extremo positivo, al igual que el Cu y Ca, aunque con puntuaciones más bajas. Por otro lado, en el componente CP2 el Ca, Cu, Na, Mo, Ni y V se disponen hacia el extremo negativo. Por el contrario, el Mg y Mn se disponen hacia el extremo positivo del CP2.

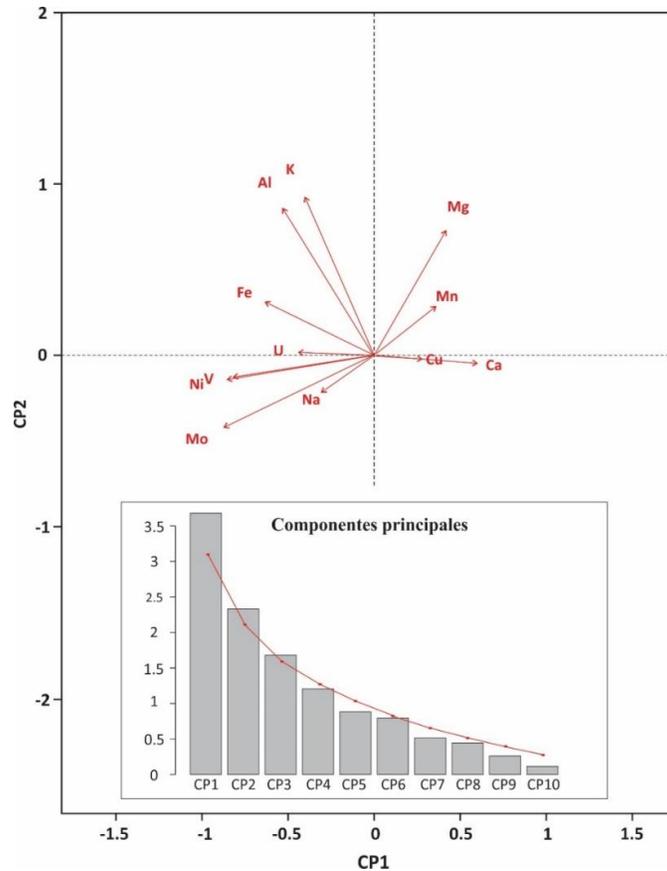


Figura 4.9. Gráfico de Análisis de Componentes Principales para parámetros geoquímicos seleccionados y modelo de *broken-stick* mostrando la distribución de varianza contra los distintos componentes principales.

# Capítulo

# 5



DISCUSIÓN

Angélica Ruiz Correa  
Tesis de Licenciatura

---

## Capítulo 5. DISCUSIÓN

En este capítulo se realiza la interpretación de los datos generados. Primero se presenta una correlación regional del contacto Pimienta-Tamaulipas Inferior, con base en la litología y la señal RGE. A partir de esta correlación se discute la edad de la sección estudiada. Las microfacies y los datos geoquímicos, estos últimos integrados mediante el ACP, se analizan en conjunto para precisar el sitio de depósito de la sucesión estudiada, así como las condiciones paleoambientales que prevalecieron durante su acumulación. Finalmente, se evalúa el potencial como roca generadora de la Formación Pimienta en la cuenca Tampico-Misantla, a través del análisis de datos de pirólisis *Rock-Eval*.

### 5.1 Correlación regional

En la sección Arroyo Ameca la transición Pimienta-Tamaulipas Inferior se caracteriza por el cambio de una sucesión de caliza y lutita de coloración oscura y escasa presencia de galerías (IB: 0–1) (Fig. 4.1), hacia una caliza de color claro con mayor abundancia de galerías (IB: 2–3) con ausencia de pedernal, sin lutita (Fig. 4.2). Además, dicha transición se caracteriza por un decremento en los valores de Rayos Gamma Espectrales (RGE), y por una caída abrupta de estos valores en el límite formacional (Fig. 5.1). Este cambio litológico coincide con las definiciones originales de ambas formaciones. Por ejemplo, Heim (1926) describió a la Formación Pimienta como una “serie de caliza densa negra y/o blanca, de estratificación delgada rica en capas de pedernal negro”. Asimismo, Cantú-Chapa (1984) la definió como “caliza micrítica arcillosa con lentes de pedernal negro, que alterna con capas de lutita y bentonita”. En el caso de la Formación Tamaulipas Inferior, Muir (1936) la describió como una “serie de calizas cristalinas con tonalidades blanco a gris claro y en ocasiones amarillosa, usualmente sin pedernal”.

El cambio litológico reportado en la sección estudiada también coincide con el documentado en distintas localidades. De acuerdo con Ortega-Flores (2011), en la cuenca Tampico-Misantla, la Formación Pimienta se presenta como una secuencia de caliza arcillosa con abundantes bandas de pedernal intercaladas con lutita carbonosa e intervalos

betoníticos, y la Formación Tamaulipas Inferior ocurre como una sucesión de caliza con nódulos de pedernal. López-Martínez et al. (2013) (sección Apulco) describió el contacto Pimienta-Tamaulipas Inferior como marcado por un cambio de caliza con pedernal y esporádicos lentes de bentonita a caliza bioturbada de color gris claro. Abascal-Hernández et al. (2018) (núcleo análogo IMP) reportaron que este cambio formacional se caracteriza por la transición de caliza arcillosa con pedernal, alternada con lutita, a caliza bioturbada de color gris claro en estratos más gruesos. Adicionalmente, según Martínez-Yáñez (2021) (sección Padhí), la Formación Pimienta se distingue por una sucesión de caliza y lutita calcárea, un índice de bioturbación bajo (IB: 0–1), capas de bentonita color naranja y pocos nódulos de pedernal, mientras que la Formación Tamaulipas Inferior se caracteriza por una sucesión de caliza de color amarillo grisáceo intercalada con horizontes de lutita calcárea color negro con presencia de un mayor índice de bioturbación (IB: 2–3).

Con respecto a la señal RGE, cabe destacar que un cambio similar al aquí reportado se ha documentado en otras localidades. En el Pozo Limonaria-1 (Escalera, 2012), localizado en la cuenca Tampico-Misantla, en el intervalo de las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior la señal de RGE presenta un comportamiento decreciente de base a cima (Fig. 5.1). De igual manera, esta tendencia en los valores espectrométricos también se observa el Pozo PEMEX (Granados-Hernández et al., 2017), el núcleo análogo IMP (Abascal-Hernández et al., 2018) y la sección Padhí (Martínez-Yáñez, 2021) (Fig. 5.1).

De manera general, la comparación de las distintas curvas de los valores de RGE realizada en este trabajo demuestra que a nivel regional dicha señal presenta un comportamiento decreciente a lo largo de la transición entre las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior (Fig. 5.1). El cambio en la concentración de U está relacionado con el decrecimiento en el contenido de materia orgánica, el cuál es mayor en la Formación Pimienta. El U es un elemento traza redox-sensible que en condiciones reductoras forma enlaces orgánico-metálicos con la materia orgánica y se acumula con ella en los sedimentos (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006). Por otro lado, el decrecimiento en el contenido de K se asocia tanto con la desaparición de los estratos de lutita, como con la aparición de caliza menos arcillosa en la Formación Tamaulipas Inferior. El K es un elemento que

comúnmente se enriquece con la presencia de arcillas (Chamley, 1989; Schnyder et al., 2006). Finalmente, el decrecimiento en el contenido de Th obedece a la desaparición de los niveles de bentonita en la Formación Tamaulipas Inferior. El Th es un elemento que se encuentra asociado a minerales como la monacita y el zircón, los cuales son abundantes en niveles bentoníticos (Myers y Bristow, 1989).

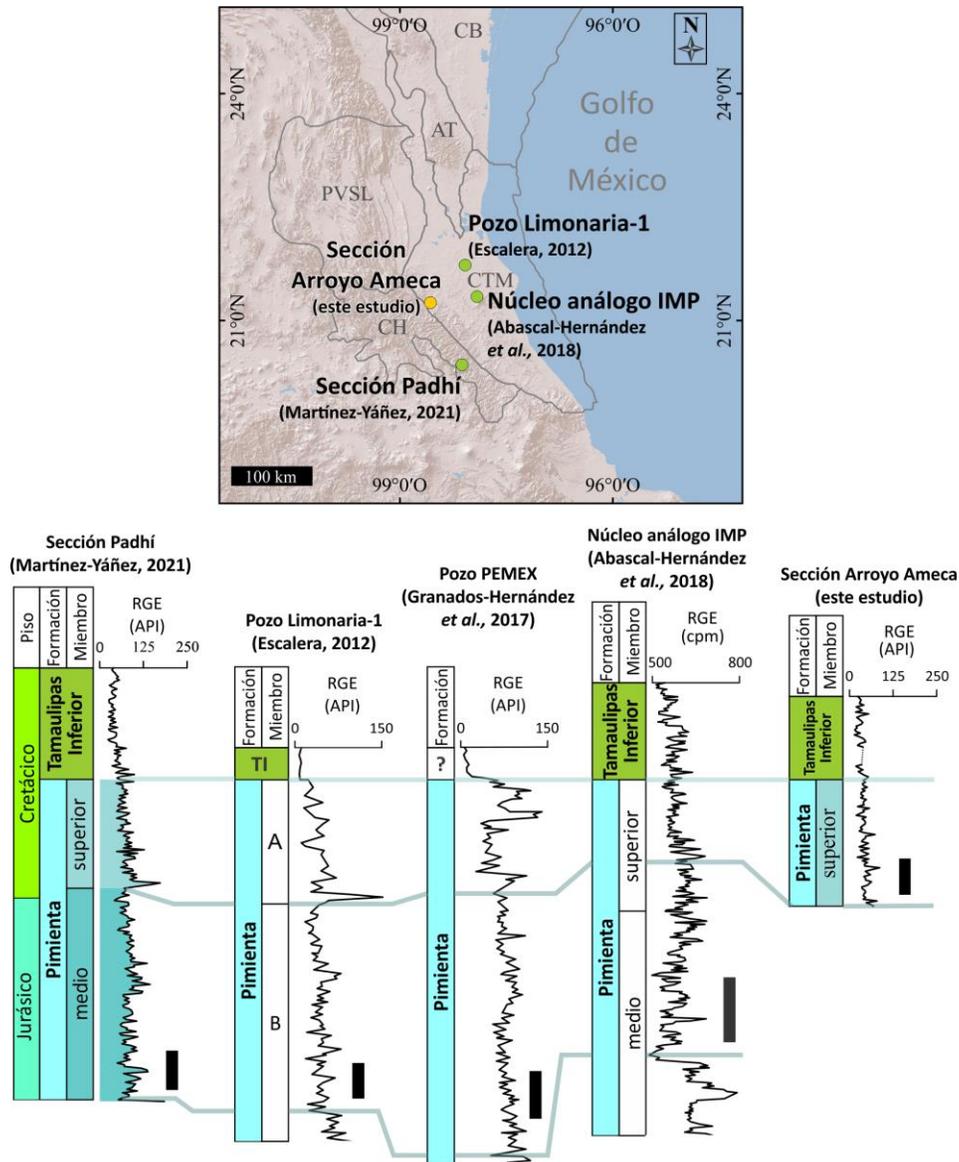


Figura 5.1. Mapa de la localización de los núcleos y secciones empleadas para establecer correlaciones con base en los valores de RGE. Modificado de Martínez-Yáñez (2021). CH= cuenca Huayacocotla; CTM= cuenca Tampico-Misantla; PVSLP= plataforma Valles-San Luis Potosí; AT= Alto de Tamaulipas; CB= cuenca de Burgos. Barra de escala vertical = 10 m.

## 5.2 Edad

El método más común para establecer la edad de las sucesiones sedimentarias acumuladas en ambientes marinos abiertos durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano es la bioestratigrafía de calpionélidos (ej. López-Martínez et al., 2013; Reháková y Boštjan, 2019; Kietzmann et al., 2021; Martínez-Yáñez, 2021). El éxito de dicho método radica en que estos organismos tuvieron cambios evolutivos significativos y una amplia distribución geográfica. De hecho, a pesar de la discusión actual sobre el marcador correcto para establecer con precisión el límite Jurásico-Cretácico, de manera general existe un consenso en que la aparición del calpionélido *C. alpina* puede ser utilizado de forma razonable para este fin. Sin embargo, en este trabajo la edad de la sección Arroyo Ameca se infiere a partir de una correlación de datos geoquímicos y espectrométricos con la sección Padhí localizada en la zona sureste del sector Huayacocotla (Martínez-Yáñez, 2021).

La figura 5.2 muestra un diagrama de correlación de distintas variables geoquímicas entre la sección Padhí (Martínez-Yáñez, 2021) y la sección Arroyo Ameca estudiada en este trabajo. En la sección Padhí, justo por encima del límite Jurásico-Cretácico ocurre un punto máximo de todos los Factores de Enriquecimiento de los elementos traza redox sensibles (línea amarilla), seguido por un comportamiento decreciente y valores mínimos en la parte superior de la Formación Pimienta (línea gris). Este mismo comportamiento, representado por las líneas amarilla y gris ocurre de la misma manera en la sección Arroyo Ameca en el intervalo 18–20 m, también dentro de la parte superior de la Formación Pimienta. Por lo tanto, con base en esta observación se sugiere que el límite Jurásico-Cretácico en la sección Arroyo Ameca debe encontrarse en el intervalo 10–20 m. Esta interpretación es confirmada por la correlación entre las dos secciones de un pico mínimo de valores del IAQ (línea café) localizado en la parte superior de la Formación Pimienta, por encima del límite Jurásico-Cretácico. La correlación entre estas dos secciones permite determinar que la base de la sección Arroyo Ameca en el intervalo 0–20 m posiblemente corresponde a la parte superior del Jurásico, y a partir del nivel 20 m en adelante al Cretácico Inferior.

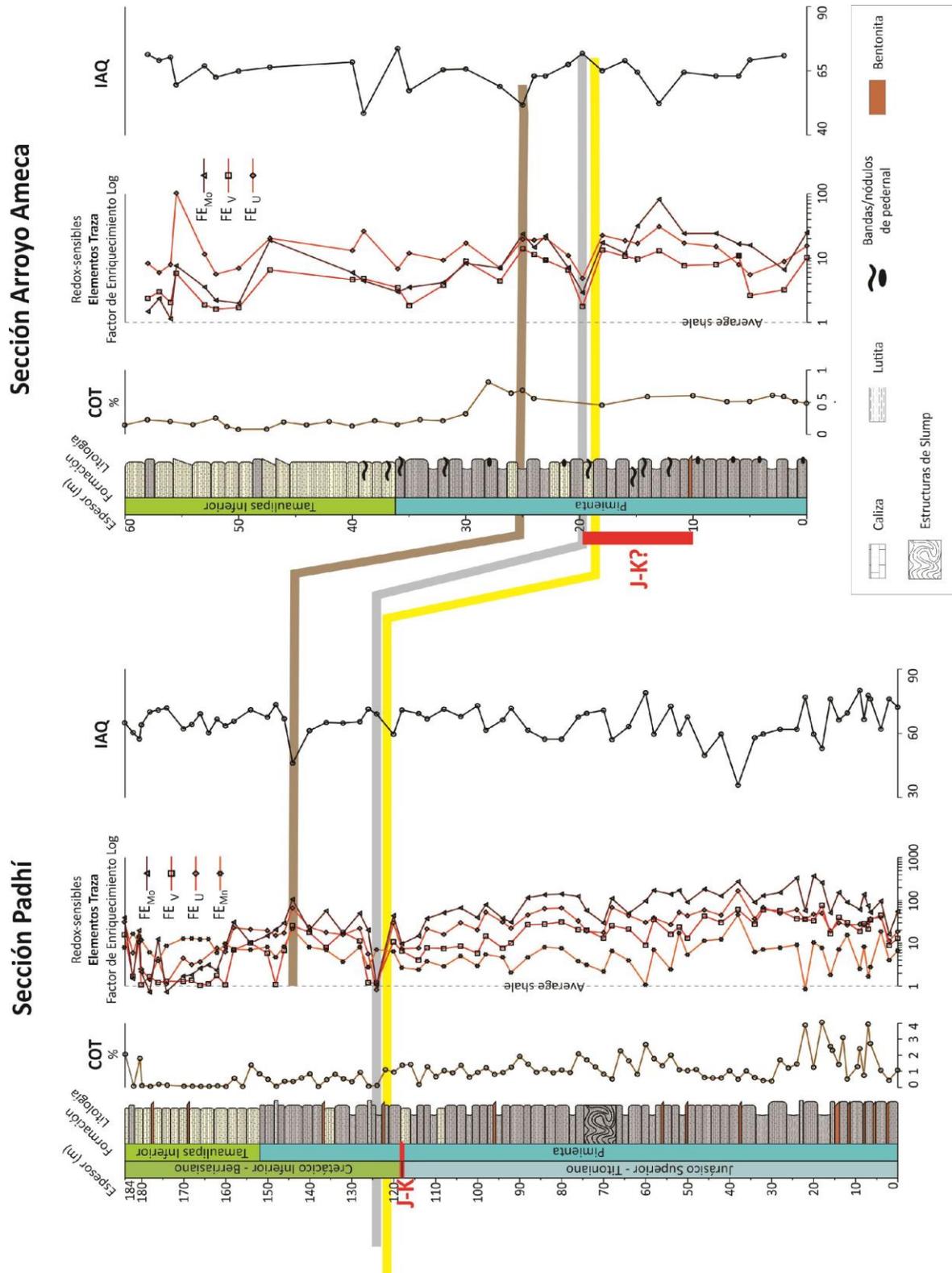


Figura 5.2. Correlación de distintas variables geoquímicas (COT, FE Elementos Trazas redox-sensibles e IAQ) entre la sección Padhí y la sección Arroyo Ameca. Modificado de Martínez-Yáñez (2021).

### **5.3 Ambiente de depósito**

La comparación de las microfácies tipo identificadas en la sección Arroyo Ameca (MF1 a MF5) con las microfácies tipo definidas para una rampa carbonatada (RMF) permitió identificar dos ambientes de depósito:

#### **5.3.1 Rampa externa**

Las microfácies MF1, que es la más abundante en la Formación Pimienta, se caracteriza por un abundante contenido de radiolarios, comunes calpionélidos y escasa bioturbación. De acuerdo con el análisis de las características petrográficas, se identificó que esta coincide con la microfácies de rampa (RMF5) propuesta por Flügel (2010) (equivalente a la microfácies estándar SMF3-Rad). El criterio característico que confirma esta interpretación es la presencia de micrita con comunes a abundantes microfósiles pelágicos. Por consiguiente, se infiere que la Formación Pimienta se depositó en un ambiente de rampa externa (Fig. 5.3).

La capa de bentonita presente en esta formación sugiere actividad volcánica durante el depósito de esta, hecho que pudiese estar relacionado con la intensificación del vulcanismo en el margen pacífico mexicano durante el Titoniano (Padilla y Sánchez, 2007; 2016).

#### **5.3.2 Cuenca**

Las microfácies MF2, MF3, MF4 y MF5, que son más características de la Formación Tamaulipas Inferior, se caracterizan por un abundante contenido de calpionélidos, muy comunes radiolarios y bioturbación poco común a moderada. De acuerdo con las características petrográficas, se identificó que estas concuerdan con la microfácies de rampa (RMF5) propuesta por Flügel (2010) (equivalente a la microfácies estándar SMF3-Calp). Por consiguiente, se infiere que la Formación Tamaulipas Inferior se depositó en un ambiente de cuenca (Fig. 5.3). En particular, la presencia de intraclastos que contienen calpionélidos y radiolarios en la MF3 sugiere un retrabajo de los sedimentos en el mismo sitio de depósito, posiblemente causado por la actividad biológica sobre el fondo marino.

La presencia de ooides y peloides en las microfacies MF4 y MF5, los cuales se consideran granos alóctonos, sugiere el retrabajo de carbonatos depositados en una zona marina somera relativamente cercana (Fig. 5.3). Los depósitos de ooides se forman en aguas someras (plataforma interna) que se agitan regularmente durante un largo periodo por la acción de las olas o corrientes; otros requisitos ambientales son un aporte mínimo de material detrítico y temperaturas generalmente cálidas (Flügel, 2010). Por otro lado, los peloides se conservan de mejor manera en zonas submareales e intermareales de la plataforma interna o de rampa. Particularmente, la textura grano-soportada y la presencia de cemento en la microfacies MF4 sugieren una mayor energía durante el redepósito de los niveles con granos derivados de zonas someras.

#### **5.4 Clima e intemperismo**

Las condiciones climáticas ocurridas en las zonas continentales aledañas durante el depósito de la sección Arroyo Ameca fueron determinadas a partir de las variaciones en el Índice de Alteración Química (IAQ).

Los valores más altos de este índice en la base de la sección (hasta 82) indican su depósito bajo las condiciones más calientes y húmedas. Sin embargo, la caída del IAQ hasta un valor mínimo de 61 en el nivel 13 m indica una disminución progresiva de la humedad. Condiciones climáticas variables entre áridas y húmedas en las zonas continentales se pueden inferir para el resto del intervalo correspondiente a la Formación Pimienta (13-36 m). En el caso de la Formación Tamaulipas Inferior, valores del IAQ entre 58 y 76, mayoritariamente mayores a 70, sugieren su acumulación durante el predominio de condiciones cálidas y húmedas relativamente estables en las zonas continentales.

De manera general, este escenario coincide con lo propuesto por Price et al. (2016) y Schneider et al. (2018), quienes mencionan que el límite Jurásico-Cretácico se caracterizó por una transición de condiciones áridas a húmedas. Además, es consistente con lo reportado por Adate et al. (1996) en el norte de México, donde la abundancia de caolinita en las capas de la Formación La Casita (Jurásico Superior) es baja y posteriormente incrementa en las capas de la Formación Taraises (Cretácico Inferior). Al ser un mineral

que resulta del intemperismo químico, la abundancia de caolinita está directamente relacionada con las condiciones climáticas. Este mineral se forma con mayor abundancia bajo condiciones húmedas y tropicales en las que el intemperismo químico es más intenso (Hallam, 1984; Chamley, 1989).

El valor mínimo del IAQ en el nivel 13 m tiene la misma temporalidad que el “Evento Seco” del Jurásico Tardío (Rameil, 2005; Price et al., 2016), el cual también ha sido reconocido justo por debajo del límite Jurásico-Cretácico. En Europa, este evento ha sido identificado a partir de una “zona mínima de caolinita” localizada en los intervalos estratigráficos del Titoniano superior. Aunque en este trabajo no se realizaron análisis mineralógicos para identificar variaciones en el contenido de caolinita, este valor mínimo del IAQ sustenta el desarrollo de condiciones mínimas de humedad para este momento del depósito de la sección estudiada.

El gráfico resultante del Análisis de Componentes Principales (Fig. 4.9) permite deducir las relaciones entre las distintas variables geoquímicas e inferir sobre las condiciones climáticas y oceanográficas que ocurrieron durante el depósito de las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior en la cuenca Tampico-Misantla.

Cambios en el arribo del material detrítico pueden ser evaluados a partir de las variaciones en el CP1. A lo largo de este componente, el K, Al y Fe se ordenan hacia el lado negativo (Fig. 5.3). Las concentraciones elevadas de estos elementos se asocian generalmente con el aporte de material detrítico. Por otro lado, el Mg, Mn, Ca y Cu se disponen hacia el extremo positivo, aunque este último elemento posee las puntuaciones más bajas. El Mg, Mn y Ca son elementos usualmente enriquecidos en sedimentos carbonatados (Algeo y Maynard et al., 2004; Tribovillard et al., 2006). La asociación entre el Ca y el Cu en este eje sugiere que cierta fracción de los sedimentos carbonatados se encuentra asociada con la precipitación del Cu, esto como posible consecuencia del depósito de carbonatos de cobre como la malaquita y la azurita. Por lo tanto, el CP1 indica variaciones entre sedimentación carbonatada con aporte de material detrítico/volcánico del lado negativo y sedimentación carbonatada sin aporte significativo de este tipo de material del lado positivo (Fig. 5.3).

Esta interpretación es apoyada por las variaciones en las concentraciones de CIT, puesto que las mayores concentraciones coinciden con los intervalos con puntajes altos del CP1. La curva del CP1 varía de puntajes bajos en la Formación Pimienta a altos en la Formación Tamaulipas Inferior. Esto sugiere un cambio hacia sedimentos cada vez más carbonatados en la parte superior de la sección, coincidiendo con una mayor presencia de estratos caliza y ausencia de lutita en la Formación Tamaulipas Inferior. Aunque un clima más cálido y húmedo en las zonas continentales durante el depósito de la Formación Tamaulipas Inferior, tal como se dedujo de los cambios en el IAQ, debió resultar en un mayor aporte de material detrítico, es posible que un cambio en el sitio de depósito hacia condiciones marinas más abiertas redujera el arribo de este tipo de material y resultara en el predominio de material carbonatado.

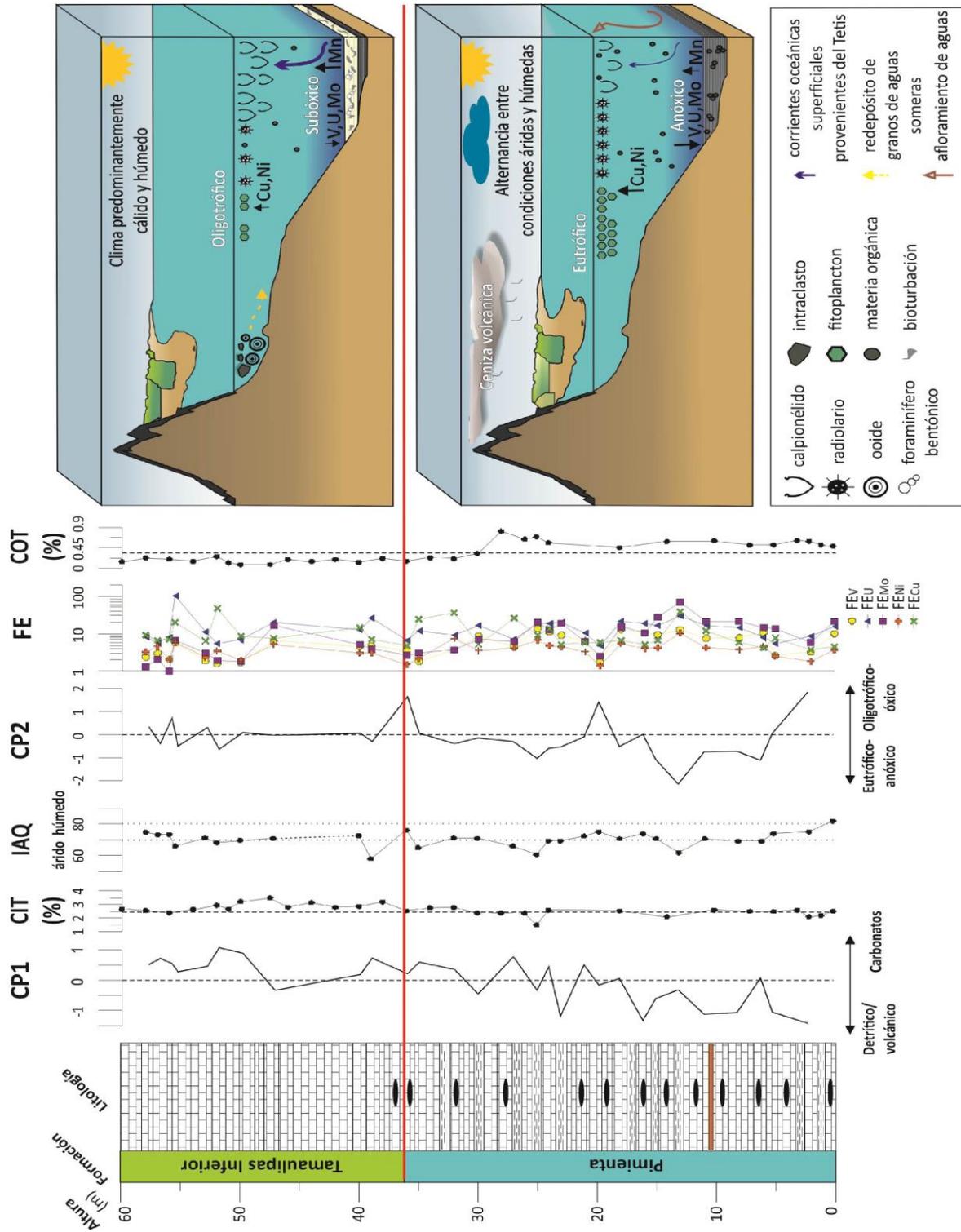


Figura 5.3. Reconstrucción de las condiciones paleoambientales en la cuenca Tampico-Misantla durante el depósito de la transición Pimienta-Tamaulipas Inferior, a partir de diferentes indicadores obtenidos en la sección Arroyo Ameca. Se muestran las variaciones en el contenido de CIT y COT, en los valores del IAQ, y en los pesos de los componentes principales CP1 y CP2 derivados del ACP. También se ejemplifican dos modelos gráficos de las condiciones paleoambientales.

## 5.5 Condiciones óxido-reducción y de productividad

A lo largo del CP2, el Mo, Ni y V se disponen hacia el lado negativo; de igual manera, el Cu, Ca y Na se disponen hacia esta misma dirección, aunque con puntuaciones más bajas. Asimismo, aunque el vector del U apunta ligeramente hacia el lado positivo, este elemento se encuentra mayormente relacionado con el Mo, Ni y V. El Mo, V y U son elementos que se enriquecen en sedimentos depositados en ambientes reductores (Tribovillard et al., 2006); por lo tanto, reflejan condiciones anóxicas en la interfaz sedimento-agua. Adicionalmente, el Ni y el Cu son considerados micronutrientes enriquecidos bajo condiciones de alta productividad; se sugiere que estos metales llegan a los sedimentos en asociación con la materia orgánica. De igual manera, estos elementos se conocen como “formadores de sulfuros” y son liberados a través de la descomposición de la materia orgánica y pueden ser atrapados por la pirita si prevalecen condiciones de sulfato reducción (Algeo y Maynard et al., 2004; Tribovillard et al., 2006). En el caso del CP2, el eje positivo está asociado principalmente al Mg y Mn. El Mn es un elemento traza redox sensible que tiende a enriquecerse en los sedimentos depositados bajo condiciones disóxicas/óxicas (Tribovillard et al., 2006). En conclusión, el CP2 representa variaciones entre condiciones eutróficas/anóxicas del lado negativo y oligotróficas/óxicas del lado positivo (Fig. 5.3); de tal forma que los intervalos estratigráficos de la sección con bajos puntajes de este componente fueron depositados bajo condiciones eutróficas/anóxicas. Esta interpretación es parcialmente validada por las variaciones en las concentraciones de la curva de COT, puesto que los intervalos estratigráficos con los valores más negativos de este componente coinciden con los valores más elevados de COT (Fig. 5.3). De igual forma es también respaldada por el comportamiento opuesto de las curvas de los FE de los elementos traza sensibles a condiciones redox (U, V y Mo) e indicadores de productividad (Cu y Ni).

En el caso del CP2, los puntajes más bajos ocurren de forma general en la Formación Pimienta, mientras que puntajes más altos y cercanos a cero caracterizan la Formación Tamaulipas Inferior. Esto indica un cambio de condiciones eutróficas-anóxicas a condiciones cada vez más oxigenadas y oligotróficas. Esto es respaldado por la mayor abundancia de radiolarios en la microfacies MF1 de la Formación Pimienta. Estos

organismos de testa silíceas suelen florecer en masas de agua ricas en nutrientes asociadas al afloramiento de aguas (Gambacorta et al., 2015; Núñez-Useche et al., 2016). Por ejemplo, los radiolarios son muy abundantes en áreas costeras actuales de Perú (Böning et al., 2004) y Namibia (Brumsack, 2006) afectadas por este fenómeno. Además del posible afloramiento dinámico de aguas profundas, la mayor disponibilidad de nutrientes en la masa de agua superficial de la cuenca Tampico-Misantla durante el Jurásico Tardío pudo también estar ligado con el mayor aporte de material detrítico (e.j. Núñez-Useche et al., 2016), como lo demuestra el CP1, y/o la caída de ceniza volcánica y como lo evidencia el estrato de bentonita en la Formación Pimienta. De igual forma, esto también es respaldado por el registro de los valores más altos del IAQ en la parte basal de la Formación Pimienta (0–5 m).

Algunos autores han sugerido que la caída de ceniza volcánica a las masas de agua puede inducir la fertilización natural debido a que aportan grandes cantidades de Fe a la masa de agua (Duggen et al., 2010, Langmann et al., 2010). Por lo tanto, durante el depósito de la Formación Pimienta estos mecanismos pudieron ser los óptimos precursores del aumento en la proliferación de radiolarios y mayor disponibilidad de nutrientes en la masa de agua, permitiendo así una acentuada productividad primaria (Fig. 5.3). En consecuencia, el fondo marino se empobreció en oxígeno y se sepultaron grandes cantidades de materia orgánica. Esto se encuentra respaldado por los mayores valores de COT. El cambio en las condiciones anóxicas durante el Jurásico Tardío a oxigenadas durante el Cretácico concuerda con la escasa presencia de bioturbación (IB: 0–1) en la Formación Pimienta y la presencia de foraminíferos bentónicos e incremento en el índice de bioturbación (IB: 2–3) en la Formación Tamaulipas Inferior.

Por otro lado, los calpionélidos fueron organismos calcáreos que se encontraron restringidos en un cinturón tropical que se extendió desde México hasta el este de la India, y que se encuentra evidenciado en las calizas pelágicas del océano Tetis del límite Jurásico-Cretácico (Flügel, 2010). El incremento en la abundancia de calpionélidos en la microfacies MF2 a lo largo de la Formación Tamaulipas Inferior señala una conexión directa entre las aguas del Proto Golfo de México y el océano Tetis durante el Cretácico (Flügel, 2010). Por

el contrario, la menor abundancia de calpionélidos en la Formación Pimienta (MF1) sugiere una menor conexión.

De manera general, a lo largo de la transición Jurásico-Cretácico en la sección estudiada ocurrió un cambio de condiciones de sedimentación carbonatada con aporte de material detrítico/volcánico hacia un depósito de sedimentos cada vez más carbonatados y de condiciones eutróficas-anóxicas a condiciones oligotróficas-oxigenadas.

A nivel regional, esta interpretación coincide con lo reportado por Martínez-Yáñez et al. (2017). Estos autores sugieren que durante el depósito de la Formación Pimienta (Titoniano tardío) prevalecieron condiciones anóxicas en el fondo marino, asociadas a una alta productividad marina en superficie, mientras que durante el depósito de la Formación Tamaulipas Inferior (Berriasiano temprano) ocurrió durante el establecimiento de una extensa circulación de agua e intercambio de oxígeno como consecuencia de una conexión estable entre el Tetis y el proto-Golfo de México (Goldhammer, 1999; Pindell y Kennan, 2007).

## **5.6 Potencial de roca generadora**

A partir de los resultados obtenidos del análisis de pirólisis, el diagrama de la relación IO/IH indica que el kerógeno contenido en las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior de la sección Arroyo Ameca es predominantemente de tipo II (materia orgánica de origen marino) y en menor proporción de tipo III (materia orgánica de origen terrestre) (Fig. 5.4). Respecto a la etapa de maduración de la materia orgánica, la mayor parte de las muestras se encuentran principalmente en la transición de la zona inmadura-madura, con un rango de temperatura ( $T_{max}$ ) que varía entre 426–437 °C (Fig. 5.4). Esto coincide con lo reportado por Vega-Ortiz et al. (2020) para la Formación Pimienta en la cuenca Tampico-Misantla. De acuerdo con estos autores, la  $T_{max}$  para esta formación oscila entre 429 y 450 °C (Fig. 5.4). En la sección Padhí, Martínez-Yáñez (2021) encontró que las muestras de la Formación Pimienta no presentan un pico  $S_2$  bien definido, lo que puede asociarse a que en dichas rocas la materia orgánica se encuentra madura o incluso sobremadura. Con respecto a la Formación Tamaulipas Inferior, este autor reporta que el kerógeno contenido en ella es

principalmente de tipo II y en menor proporción de tipo III. Además, la  $T_{max}$  varía entre 450 y 457 °C, parámetro de temperatura que se encuentra dentro de la ventana de generación (Fig. 5.4).

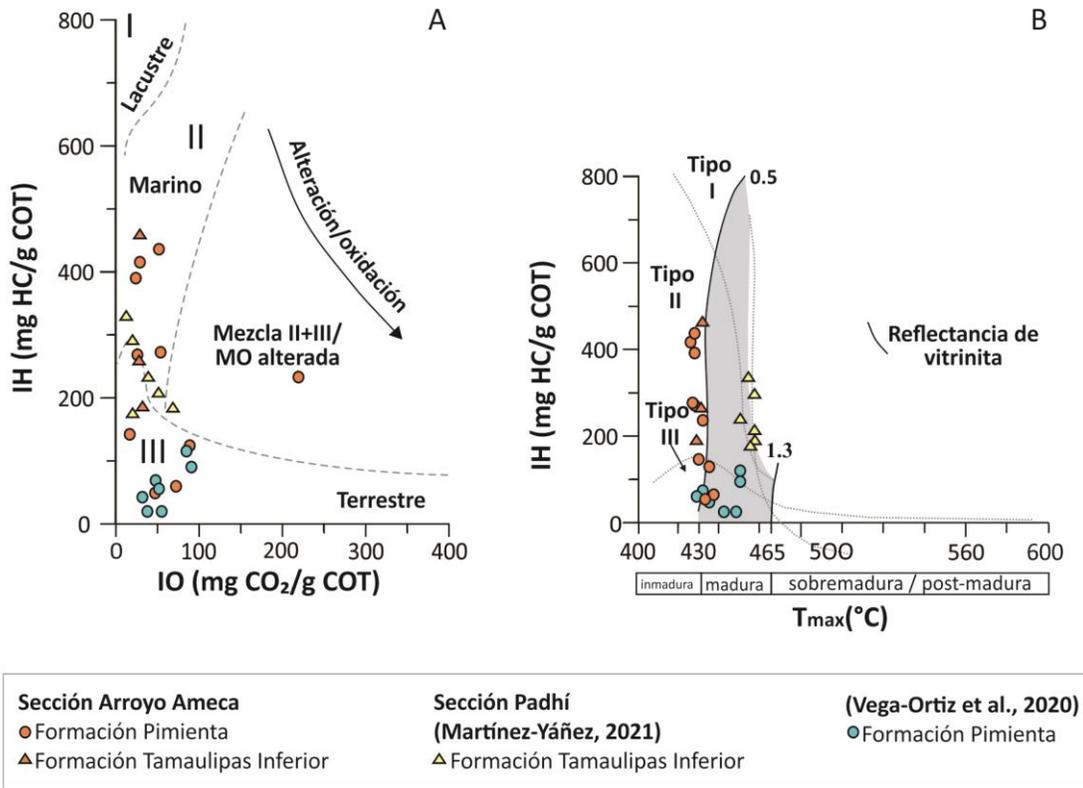


Figura 5.4. Diagramas derivados del análisis de los resultados de pirólisis Rock-Eval. A) Diagrama de Van Krevelen (IH vs IO) mostrando los campos para los diferentes kerógenos, B) Diagrama de IH vs  $T_{max}$  con los diferentes campos de maduración de la materia orgánica. Se muestran también los valores reportados para la sección Padhí (Martínez-Yáñez, 2021) y para la Formación Pimienta (Vega-Ortiz et al., 2020).

El análisis anterior evidencia que la materia orgánica de las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior en la sección Padhí se encuentra madura/sobremadura, mientras que en la sección Arroyo Ameca se localiza en una etapa inmadura a marginalmente madura. Esta diferencia podría explicarse considerando las distintas condiciones paleogeográficas en las que se depositaron dichas sucesiones. Por un lado, se sugiere que la sección Padhí se depositó en el depocentro de la cuenca, donde fue sepultada por una gran cantidad de sedimentos que pudieron conllevar a un incremento en las temperaturas que sobremaduraron la materia orgánica. Por el contrario, tal como lo evidencian las microfacies, se sugiere que la sección Arroyo Ameca se depositó en un ambiente más

somero, cercano a un alto paleogeográfico; por tanto, en dicho sitio el espesor de sedimentos que se acumuló pudo ser menor, lo que ocasionó que no se alcanzaran temperaturas tan elevadas como en la sección Padhí.

A nivel regional, se concluye que la Formación Pimienta en el sector Huayacocotla tiene un buen potencial como roca generadora ya que se encuentra de manera general dentro de la ventana de generación de hidrocarburos o muy próxima a esta (Fig. 5.4).

# Capítulo

# 6



CONCLUSIONES

Angélica Ruiz Correa  
Tesis de Licenciatura

## Capítulo 6. CONCLUSIONES

De manera general, los resultados obtenidos y su interpretación permiten realizar las siguientes conclusiones:

A lo largo de la sección Arroyo Ameca se identificaron las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior. La primera consta principalmente de una sucesión de caliza oscura, laminada y lutita calcárea negra, mientras que la segunda se caracteriza por una sucesión de caliza de color claro y bioturbada. Este cambio litológico a nivel vertical también coincide lo reportado en distintas localidades. De manera general, la señal de la curva de RGE muestra una tendencia decreciente de la Formación Pimienta a la Formación Tamaulipas, la cual puede rastrearse a nivel regional. De esta forma, este comportamiento puede ser utilizado con fines de correlación con otras secciones y/o pozos.

El límite Jurásico-Cretácico en la sección estudiada se localiza tentativamente en el intervalo 10–20 m; esto se deduce con base en la correlación de distintas variables geoquímicas (COT, FE elementos traza redox sensibles e IAQ) entre las secciones Padhí y Arroyo Ameca.

En las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior de la sección Arroyo Ameca se identificaron microfacies dominadas por radiolarios y microfacies dominadas por calpionélidos, respectivamente. Estas coinciden con la microfacies tipo (RMF5, equivalente a SMF3-Rad y SMF3-Calp). Por lo tanto, se sugiere que la Formación Pimienta se depositó en un ambiente de rampa externa que posteriormente evolucionó a facies marinas más abiertas (ambiente de cuenca) durante el depósito de la Formación Tamaulipas Inferior. Las microfacies de la Formación Tamaulipas Inferior también contienen ooides, intraclastos y peloides, lo que sugiere el retrabajo de carbonatos depositados en una zona marina somera.

Las condiciones climáticas durante la transición Jurásico-Cretácico en la sección Arroyo Ameca evolucionaron de semiáridas a semihúmedas. Fue posible identificar un mínimo en las condiciones de humedad, correspondiente a un valor mínimo del IAQ en el nivel 13 m

(transición Jurásico-Cretácico), que posee la misma edad que el “Evento Seco” del Jurásico Tardío.

La elevada presencia de radiolarios, el moderado contenido de COT y la ausencia de bioturbación en la Formación Pimienta sugiere la ocurrencia de condiciones de alta productividad en superficie y anoxia en el fondo marino durante su acumulación. Mientras que la disminución de radiolarios y en el contenido de COT, el aumento en el índice de bioturbación y la presencia de foraminíferos bentónicos sugieren un régimen de condiciones oligotróficas en superficie y subóxicas en el fondo marino durante el depósito de la Formación Tamaulipas Inferior. Este cambio de condiciones eutróficas-anóxicas a oligotróficas-óxicas se encuentra respaldado por el ACP. De manera general, las concentraciones de los elementos traza sensibles a condiciones redox y a productividad presentan un enriquecimiento en la Formación Pimienta y posteriormente, dicha abundancia decrece en la Formación Tamaulipas Inferior.

El enterramiento de materia orgánica en la Formación Pimienta estuvo favorecido por condiciones de mayor disponibilidad de nutrientes, producto del afloramiento dinámico de corrientes que afloraban nutrientes a la superficie y, posiblemente, la fertilización asociada a la llegada de material detrítico y nutrientes desde el continente, y/o la caída de ceniza volcánica.

El análisis de pirólisis demuestra que el kerógeno contenido en las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior de la sección Arroyo Ameca es predominantemente de tipo II (materia orgánica de origen marino) y en menor medida de tipo III (materia orgánica de origen terrestre). La materia orgánica se encuentra en la transición de la zona inmadura-madura, con un rango de temperatura ( $T_{max}$ ) que oscila entre 426 y 437 °C. A partir de la integración de datos con otros trabajos, se sugiere que la Formación Pimienta tiene un buen potencial como roca generadora en el sector Huayacocotla puesto que, de manera general se encuentra dentro de la ventana de generación de hidrocarburos.

## **Bibliografía**

Abascal-Hernández, G., León-Francisco, J., Torres-Vargas, R., Garduño-Martínez, D., Franco-Navarrete, S., Méndez-Vázquez, J. y Murillo-Muñetón, G. (2018). Sedimentological characterization of the Pimienta Formation in the central part of the Tampico-Misantla Basin, Veracruz, Mexico. Society of Exploration Geophysicists, American Association of Petroleum Geologists, Society of Petroleum Engineers, Unconventional Resources Technology Conference, Houston, Texas, 23-25 p. 1209-1214.

Abyat, Y., Abyat, A. y Abyat, A. (2019). Microfacies and depositional environment of Asmari formation in the Zeloil oil field, Zagros basin, south-west Iran. *Carbonates and Evaporites*, 34(4), 1583-1593.

Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J. y Hubberten, H. (1996). Paleooceanographic changes at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Western Tethys, northeastern Mexico. *Cretaceous Research*, 17(6), 671-689.

Aguilera, H.E. (1972). Ambientes de Depósito de las Formaciones del Jurásico Superior en la Región TampicoTuxpan: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24(1-3), 129-163.

Ahmed, K.M., Hassan, F.N. y Faisal, S.H. (2021). Petrography and Microfacies of Ghar and Euphrates Formations in the Busaiya area in Southern Iraq. *Review of International Geographical Education Online*, 11(5), 4809-4825.

Al-Hakkani, M.F. (2019). Guideline of inductively coupled plasma mass spectrometry “ICP-MS”: fundamentals, practices, determination of the limits, quality control, and method validation parameters. *SN Applied Sciences*, 1(7), 1-15.

Alaniz-Alvarez, S.A., van der Heyden, P., Samaniego, A.F.N. y Ortega-Gutiérrez, F. (1996). Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, 24(5), 443-446.

Algeo, T.J. y Maynard, J.B. (2004). Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothem. *Chemical geology*, 206(3-4), 289-318.

Algeo, T.J. y Tribouillard, N. (2009). Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum-uranium covariation. *Chemical Geology*, 268(3-4), 211-225.

Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosalez-Hoz, L., Lee, Y.I., Balaram, V. y Avila-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. *Comptes Rendus Geoscience*, 345(4), 185-202.

Baccelle, L. y Bosellini, A. (1965). Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie (Vol. 4, No. 3). Università degli studi di Ferrara.

Barragán, R., López-Martínez, R., Chávez-Vergara, B., Núñez-Useche, F., Salgado-Garrido, H. y Merino, A. (2020). Geochemical variations across the Jurassic/Cretaceous boundary in central Mexico. Insights for correlation with Tethyan areas. *Journal of South American Earth Sciences*, 99, 102521.

Baumgartner, P.O. (1987). Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 80(3), 831-879.

Bello, M.R. (1978). Estudio Estratigráfico de Rocas Sedimentarias en 13 Pozos Localizados en la Porción Meridional de la Faja de Oro. Tesis Profesional. Facultad de Ingeniería, UNAM. 85 págs., 10 láms. y dos secciones.

Belt, B.C. (1925). Stratigraphy of the Tampico district of Mexico. *AAPG Bulletin*, 9(1), 136-144.

Berner, R.A. y Kothavala, Z. (2001). GEOCARB III: a revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 301(2), 182-204.

Böning, P., Brumsack, H.J., Böttcher, M.E., Schnetger, B., Kriete, C., Kallmeyer, J. y Borchers, S.L. (2004). Geochemistry of Peruvian near-surface sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(21), 4429-4451

Brumsack, H.J. (2006). The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2-4), 344-361.

Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C. y Silva-Romo, G. (2013). Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla-Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 30(1), 24-50.

Cantú-Chapa, A. (1969). Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del Subsuelo de Poza Rica, Ver. (área de Soledad-Miquetla): *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 1(1), 3-9

Cantú-Chapa, A. (1971). La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3(2), 17-40.

Cantú-Chapa, A. (1984). El Jurásico Superior de Tamán, San Luis Potosí, Este de México, en III Congreso Latinoamericano de Paleontología, Memoria, p. 207-215.

Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria. Tamaulipas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13(1-2), 1-98.

Carrillo-Bravo, J. (1965). Estudio Geológico de una Parte del Anticlinorio de Huayacocotla. IN SPANISH. Geological Survey of a Part of the Huayacocotla Anticline.

Carrillo-Bravo, J. (1971). La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23 (1-6), 1-102.

Castro, M.J.T. y Martínez, R.E. (1977). Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabraal SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazones. Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tec. de Explor., Informe inédito.

Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M. y Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone. In: Draut, A., Clift, P.D., Scholl, D.W. (Eds.), Formation and M. Martini, F. Ortega-Gutiérrez / Earth-Science Reviews 183 (2018) 38–55 53 applications of the sedimentary record in Arc Collision Zones. Geological Society of America Special Paper 436, pp. 279–308.

Chamley, H. (1989). Clay formation through weathering. In Clay sedimentology, Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 21-50.

Chamorro-Bolaños, X., Rodríguez-Martínez, A.G., Rosero-Moreano, M. y Enríquez-Brand, A.L. (2010). Montaje y validación del método de análisis por combustión y detección por infrarrojo no dispersivo para determinación de carbono orgánico total (COT) en agua. Luna Azul, 10-24.

Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J. y Iriondo-Perrone, A. (2011). Culminación de la Orogenia Laramide en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. 56 (1–2), 80–91

CNH-Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2017). Atlas Geológico Recursos No Convencionales (Lutita Gas/Aceite).

CNH-Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2018). Atlas Geológico Cuenca Tampico-Misantla.

Danelian, T. y Johnson, K.G. (2001). Patterns of biotic change in Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan radiolaria. Marine Micropaleontology, 43(3-4), 239-260.

Duggen, S., Olgun, N., Croot, P., Hoffmann, L., Dietze, H., Delmelle, P. y Teschner, C. (2010). The role of airborne volcanic ash for the surface ocean biogeochemical iron-cycle: a review. Biogeosciences, 7(3), 827-844.

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.

Erbacher, J., Thurow, J., y Littke, R. (1996). Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations: A new approach to identify sea-level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, 24(6), 499-502.

Erben, H.K. (1956). *El Jurásico medio y el Calloviano de México* (Vol. 20).

Escalera, J.A. (2012). Potencial de recursos no convencionales asociado a plays de aceite y gas de lutitas en México. PEMEX Exploración y Producción.

Espitalié, J., Deroo, G., y Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, 40(6), 755-784.

Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B. y Serrano, A.V. (2012). The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt. *Geosphere*, 8(4), 931-949.

Flügel, E. (2010). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer Science y Business Media.

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

Ford, D., y Golonka, J. (2003). Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins. *Marine and petroleum geology*, 20(3-4), 249-285.

Gambacorta, G., Jenkyns, H.C., Russo, F., Tsikos, H., Wilson, P.A., Faucher, G., y Erba, E. (2015). Carbon- and oxygen-isotope records of mid-Cretaceous Tethyan pelagic sequences from the Umbria–Marche and Belluno Basins (Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, 48(3), 299-323.

Georgiev, S.V., Stein, H.J., Hannah, J.L., Xu, G., Bingen, B. y Weiss, H.M. (2017). Timing, duration, and causes for Late Jurassic–Early Cretaceous anoxia in the Barents Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 461, 151-162.

Goldhammer, R.K. y Johnson, C.A. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. *Special papers-geological society of America*, 1-58.

Gómez-Anguiano, M., Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M. y Martínez-Macías, P.R. (2004). Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 21(3), 299-319.

González-León, C.M., Scott, R. W., Löser, H., Lawton, T.F., Robert, E. y Valencia, V.A. (2008). Upper Aptian-Lower Albian Mural Formation: stratigraphy, biostratigraphy and depositional cycles on the Sonoran shelf, northern Mexico. *Cretaceous Research*, 29(2), 249-266.

Grabowski, J., Haas, J., Stoykova, K., Wierzbowski, H. y Brański, P. (2017). Environmental changes around the Jurassic/Cretaceous transition: New nannofossil, chemostratigraphic and stable isotope data from the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary). *Sedimentary Geology*, 360, 54-72.

Granados-Hernandez, J., Muñoz-Cisneros, R., Caraveo-Miranda, L.R., Guerrero-Tristán, M., García-Ortega, M., y Padilla-Bastida, R. (2017, November). The Unconventional Upper Jurassic Oil Play in Mexico. In *First EAGE/AMGP/AMGE Latin-American Seminar in Unconventional Resources* (Vol. 2017, No. 1, pp. 1-7). European Association of Geoscientists and Engineers.

Gröcke, D.R., Price, G.D., Ruffell, A.H., Mutterlose, J. y Baraboshkin, E. (2003). Isotopic evidence for late Jurassic–Early Cretaceous climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202(1-2), 97-118.

Hallam, A. (1984). Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 47(3-4), 195-223.

Hallam, A. (1985). A review of Mesozoic climates. *Journal of the Geological Society*, 142(3), 433-445.

Haq, B.U. (2017). Jurassic sea-level variations: a reappraisal. *Gsa Today*, 28(1), 4-10.

Heim, A. (1926). Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico) (Vol. 1416).

Hermoso De La Torre, C. y Martínez-Pérez, J. (1972). Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24(1- 3), 45-63.

Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., y Barceló-Duarte, J. (1997). Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian–Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. *Cretaceous Research*, 18(5), 661-686.

Imlay, R.W., Cepeda, E., Alvarez, M. y Diaz, T. (1948). Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico. *AAPG Bulletin*, 32(9), 1750-1761.

Jenkyns, H.C. (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).

Jennette, D.C., Fouad, K., Wawrzyniec, T., Dunlap, D., Muñoz, R., y Meneses-Rocha, J. (2003). Slope and basin-floor reservoirs from the Miocene and Pliocene of the Veracruz Basin, southeastern Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8), 587-600.

- Jolliffe, I.T. (1986). Principal components in regression analysis. In *Principal component analysis* (pp. 129-155). Springer, New York, NY.
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Solari, L.A. y Stockli, D.F. (2022). Stratigraphy and origin of Upper Cretaceous wedge-top and proximal foredeep deposits in the Mexican foreland basin, east-central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 114, 103681.
- Kashirtsev, V.A., Nikitenko, B.L., Peshchevitskaya, E.B. y Fursenko, E.A. (2018). Biogeochemistry and microfossils of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous, Anabar Bay, Laptev Sea. *Russian Geology and Geophysics*, 59(4), 386-404.
- Kessels, K., Mutterlose, J. y Ruffell, A. (2003). Calcareous nannofossils from late Jurassic sediments of the Volga Basin (Russian Platform): evidence for productivity-controlled black shale deposition. *International Journal of Earth Sciences* 92, 743-757.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A.L., Suriano, J., Alonso, M.S., Tomassini, F.G., Depine, G., y Repol, D. (2016). The Vaca Muerta–Quintuco system (Tithonian–Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: A view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt. *AAPG Bulletin*, 100(5), 743-771.
- Kietzmann, D.A., Llanos, M.P.I., Tomassini, F.G., Noguera, I.L., Vallejo, D., y Reijenstein, H. (2021). Upper Jurassic–Lower Cretaceous calpionellid zones in the Neuquén Basin (Southern Andes, Argentina): Correlation with ammonite zones and biostratigraphic synthesis. *Cretaceous Research*, 127, 104950.
- Klemme, H.D., y Ulmishek, G.F. (1991). Effective petroleum source rocks of the world: stratigraphic distribution and controlling depositional factors. *AAPG bulletin*, 75(12), 1809-1851.
- Lafargue, E., Marquis, F., & Pillot, D. (1998). Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue de l'institut français du pétrole*, 53(4), 421-437.
- Langmann, B., Zakšek, K., Hort, M. y Duggen, S. (2010). Volcanic ash as fertiliser for the surface ocean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(8), 3891-3899.
- Legendre, P., y Legendre, L. (1998). Numerical ecology: developments in environmental modelling. *Developments in Environmental Modelling*, 20(1).
- López-Martínez, R., Barragán, R., y 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 Sciences*, 47, 142-151.

López-Martínez, R., Barragán, R., Reháková, D., Martini, M. y Eguiluz de Antuñano, S. (2015). Calpionellid biostratigraphy, U-Pb geochronology and microfacies of the upper jurassic-lower cretaceous Pimienta Formation (Tamazunchale, San Luis Potosí, central-eastern Mexico). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(1), 75-86.

López-Palomino, I. (2002). Análisis bioestratigráfico basado en fauna de Amonites del Oxfordiano (Jurásico Superior) en la región de Tamán, San Luís Potosí: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis maestría, 174 p.

López-Palomino, I., Villaseñor, A.B. y Olóriz, F. (2006). Primer registro del género *Vinalesphinctes* (Ammonitina) en el Oxfordiano de México: significación bioestratigráfica y consideraciones paleobiogeográficas en el Jurásico Superior de América: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 162-183.

Mahboubi, C. Y., Ouali Mehadji, A. y Chevalier, N. (2021). Microfacies and stable isotope features of the Lower–Middle Jurassic carbonate rocks of Western Saharan Atlas (Aïn Ouarka area, Algeria). *Geological Journal*.

Manjarrez-Hernández y Hernández-de la Fuente, R. (1989). Informe Geológico Final “Prospecto Cardel” IGPR-278. Coordinación Regional de Exploración Superintendencia de Operación Geológica Zona Centro. Instituto Mexicano del Petróleo, Veracruz, México, 132.

Martínez-Yáñez, M. (2021). Condiciones paleoambientales durante la transición Jurásico-Cretácico y sus implicaciones en el contenido de materia orgánica de la Formación Pimienta, Cuenca de Huayacocotla, México.

Martínez-Yáñez, M., Núñez-Useche, F., Martínez, R. L., y Gardner, R. D. (2017). Paleoenvironmental conditions across the Jurassic–Cretaceous boundary in central-eastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 261-275.

Martínez, M. A., y Olivera, D. E. (2016). Jurassic organic-walled marine microplankton from the Neuquén Basin. Distribution, biostratigraphy and paleobiogeography. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica de Argentina*, 16 (2), 106-128.

Martini, M., Solari, L., y López-Martínez, M. (2014). Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere*, 10(6), 1385-1401.

Martini, M., y Ortega-Gutiérrez, F. (2018). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, 183, 38-55.

Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Silva-Romo, G., López-Martínez, M. (2012). The Salado River fault: reactivation of an Early Jurassic fault in a transfer zone during Laramide deformation in southern Mexico. *Int. Geol. Rev.* 54 (2), 144–164.

McCarthy, K., Rojas, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K. y Stankiewicz, A. (2011). Basic petroleum geochemistry for source rock evaluation. *Oilfield Review*, 23(2), 32-43.

McLennan, S. M. (1993). Weathering and global denudation. *The Journal of Geology*, 101(2), 295-303.

Mendoza-Rosales, C.C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madrigal, E. y Bernal, J.P. (2010). Barremian rift-related turbidites and alkaline volcanism in southern Mexico and their role in the opening of the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3-4), 419-434.

Michálik, J., y Reháková, D. (2011). Possible markers of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Mediterranean Tethys: A review and state of art. *Geoscience Frontiers*, 2(4), 475-490.

Muir, J.M. (1936). *Geology of the Tampico region, Mexico*. American association of petroleum geologists. USA, Oklahoma, 280 pp.

Myers, K.J., Y Bristow, C.S. (1989). Detailed sedimentology and gamma-ray log characteristics of a Namurian deltaic succession II: Gamma-ray logging. *Geological Society, London, Special Publications*, 41(1), 81-88.

Navarro, G.A. (2007). Calentamiento global. *CienciaUAT*, 2(2), 10-14.

Nesbitt, H.W., Fedo, C.M. y Young, G.M. (1997). Quartz and feldspar stability, steady and non-steady-state weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *The Journal of Geology*, 105(2), 173-192.

Nesbitt, H., y Young, G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *nature*, 299(5885), 715-717.

Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J.A., y Canet, C. (2014). Mexican archives for the major Cretaceous oceanic anoxic events. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 491-505.

Núñez-Useche, F., Canet, C., Barragán, R. y Alfonso, P. (2016). Bioevents and redox conditions around the Cenomanian–Turonian anoxic event in Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 449, 205-226.

Ochoa-Camarillo, H.R., Buitrón, B.E., y Silva-Pineda, A. (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(1), 57-63.

Ortega-Flores, B. (2011). Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luís Potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla; porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.

Padilla y Sánchez, R.J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19-42.

Padilla y Sánchez, R.J. (2016). Late Triassic–Late Cretaceous paleogeography of Mexico and the Gulf of Mexico. *Mesozoic of the Gulf Rim and Beyond: New Progress in Science and Exploration of the Gulf of Mexico Basin*. GCSSEPM, Houston, TX, 273.

Pedrazzini, C. y Basáñez, M.A. (1978). Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla–Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 10(3), 6-25.

PEMEX-Petróleos Mexicanos (1988). *Estratigrafía de la República Mexicana. Cenozoico*, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración.

PEMEX-Petróleos Mexicanos (2010). *Sistemas Petroleros de México*. PEMEX Exploración y Producción, Subdirección Técnica de Exploración.

Permana, A.P., Pramumijoyo, S. y Akmaluddin, A. (2019). Analysis of microfacies and depositional environment of limestone in Yosonegoro Area, Gorontalo Province, Indonesia. *Bulletin of the Iraq Natural History Museum (P-ISSN: 1017-8678, E-ISSN: 2311-9799)*, 15(4), 443-454.

Pindell, J.L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4(1), 1-39.

Pindell, J.L., y Kennan, L. (2001). Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. In *Transactions of the Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM) 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, Houston, Texas, December (pp. 2-5).

Pindell, J.L., y Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 1-55.

Price, G.D. y Rogov, M.A. (2009). An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273(1-2), 41-49.

- Price, G.D., Főzy, I., y Pálffy, J. (2016). Carbon cycle history through the Jurassic–Cretaceous boundary: A new global  $\delta^{13}\text{C}$  stack. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 451, 46-61.
- Rameil, N. 2005. Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy, and cyclostratigraphy of the Tithonian in the Swiss and French Jura Mountains (Doctoral dissertation, Université de Fribourg). *GeoFocus*. 13, 246 pp.
- Reershemius, T. y Planavsky, N.J. (2021). What controls the duration and intensity of ocean anoxic events in the paleozoic and the mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 103787.
- Reháková, D., y Rozic, B. (2019). Calpionellid biostratigraphy and sedimentation of the Biancone limestone from the Rudnica Anticline (Sava Folds, eastern Slovenia). *Geologija*, 62, 89-101.
- Reyes, E. (1964). El Jurásico Superior del Área de Tamán, San Luís Potosí: México, D. F., Petróleos Mexicanos, Informe Geológico 508, 36 p.
- Ríos-Lugo M.J. y Hernández-Mendoza H. (2020). Fundamentos teóricos de ICP-MS y su importancia en el análisis de elementos tóxicos en agua subterránea. *Glosa, Revista de Divulgación*. Año 8. No 14, 4-15.
- Rogov, M.A., Shchepetova, E.V., y Zakharov, V.A. (2020). Late Jurassic–earliest Cretaceous prolonged shelf dysoxic–anoxic event and its possible causes. *Geological Magazine*, 157(10), 1622-1642.
- Rogov, M.A., Zakharov, V.A., y Nikitenko, B.L. (2010). The Jurassic–Cretaceous boundary problem and the myth on J/K boundary extinction. *Earth Science Frontiers*, 17(Special Issue), 13-14.
- Salvador, A. (1991). Triassic-Jurassic, in Salvador, A. *The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, V. J., 131-180.
- Santamaría-Orozco, D., Arenas, P.R., y Escamilla, H. (1990). Normalización de la nomenclatura estratigráfica en las cuencas mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte. Cretácico). *Inst. Mex. Petr. Proyecto CAO-3052*.
- Santamaría-Orozco, D., Ortuño, A.F., Adatte, T., Ortíz, U.A., Riba, R.A., y Franco, N.S. (1991). Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, estado de Coahuila. *Gerencia de investigación aplicada a la exploración de la subdirección de tecnología de exploración del IMP*.
- Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events—causes and consequences. *Geol. Mijnb.* 55, 179–184.
- Schneider, A.C., Heimhofer, U., Heunisch, C., y Mutterlose, J. (2018). From arid to humid—The Jurassic–Cretaceous boundary interval in northern Germany. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 255, 57-69.

Schnyder, J., Ruffell, A., Deconinck, J.F., y Baudin, F. (2006). Conjunctive use of spectral gamma-ray logs and clay mineralogy in defining late Jurassic–early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, UK). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229(4), 303-320.

Scotese, C.R. (2014). Atlas of Jurassic paleogeographic maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS. PALEOMAP Project, Evanston, IL.

Scotese, C.R. (2021). An Atlas of Phanerozoic Paleogeographic Maps: The Seas Come In and the Seas Go Out. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 49.

SENER- Secretaría de Energía. (2017). Plan quinquenal de licitaciones para la exploración y extracción de hidrocarburos 2015-2019: Evaluación 2017.

Sha, J. (2019). Opening time of the Hispanic Corridor and migration patterns of pan-tropical cosmopolitan Jurassic pectinid and ostreid bivalves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 515, 34-46.

Solari, L.A., de León, R.T., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G. y Hernández-Treviño, T. (2007). Tectonic significance of Cretaceous–Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1265-1279.

Suter, M. (1990). Geología de la hoja Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Escala 1: 100,000: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, (22), 55 p.

Sykes, R., y Snowdon, L. R. (2002). Guidelines for assessing the petroleum potential of coaly source rocks using Rock-Eval pyrolysis. *Organic geochemistry*, 33(12), 1441-1455.

Taylor, A.M., y Goldring, R. (1993). Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 141-148.

Tennant, J.P., Mannion, P.D., y Upchurch, P. (2016). Environmental drivers of crocodyliform extinction across the Jurassic/Cretaceous transition. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 283(1826), 20152840.

Tennant, J.P., Mannion, P.D., Upchurch, P., Sutton, M.D., y Price, G.D. (2017). Biotic and environmental dynamics through the Late Jurassic–Early Cretaceous transition: evidence for protracted faunal and ecological turnover. *Biological Reviews*, 92(2), 776-814.

Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., y Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical geology*, 232(1-2), 12-32.

Turekian, K.K., y Wedepohl, K.H. (1961). Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geological society of America bulletin*, 72(2), 175-192.

Tyson, R.V. (1987). The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 26(1), 47-67.

Van Krevelen, D.W. (1993). *Coal: TypologyPhysicsChemistryConstitution*. Elsevier, Amsterdam, pp. 979.

Vega-Ortiz, C., Beti, D.R., Setoyama, E., McLennan, J.D., Ring, T.A., Levey, R., y Martínez-Romero, N. (2020). Source rock evaluation in the central-western flank of the Tampico Misantla Basin, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102552.

Villaseñor, A.B., Olóriz, F. González-Arreola, C. (2000). Registro del género Hyboniticeras (Ammonoidea) en el Jurásico Superior de la Formación Tamán en la región de Mazatepec, Puebla (resumen), en Segunda Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, México, Unión Geofísica Mexicana 20(3), p. 300.

Wallmann, K. (2008). Mesozoic climate: Liverworts and all. *Nature Geoscience*, 1(1), 14.

Weissert, H. y Mohr, H. (1996). Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 122(1-4), 27-43.

Wigley, T.M. (1998). The Kyoto Protocol: CO<sub>2</sub> CH<sub>4</sub> and climate implications. *Geophysical research letters*, 25(13), 2285-2288.

Wignall, P.B., y Myers, K.J. (1988). Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. *Geology*, 16(5), 452-455.

Wimbledon, W.A., Casellato, C.E., Rehakova, D., Bulot, L.G., Erba, E., Gardin, S., Verreussel, R. M.C.H., Munsterman, D.K., y Hunt, C.O. (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*, 117(2), 295-307.

**ANEXO 1****Rayos Gamma Espectrales (RGE)**

<b>Altura (m)</b>	<b>K [%]</b>	<b>U [ppm]</b>	<b>Th [ppm]</b>	<b>RGE [API]</b>
60	0.3	1.4	1.9	23.6
59.5	0.3	2	1.9	28.4
59	0.3	3.2	0.6	32.8
58.5	0.5	1.6	2.5	30.8
58	0.5	1.6	1.9	28.4
57.5	0.5	1.6	5	40.8
57	0.5	1.1	0.6	19.2
56.5	0.6	1.8	1.2	28.8
56	0.7	0.3	5.6	36
55.5	0.6	0.4	1.2	17.6
55	0	5.9	1.9	54.8
54.5	0.3	2.3	2.5	33.2
54	0.5	1.3	0.6	20.8
53	0.4	2.8	1.2	33.6
52.5	0.6	2.3	2.5	38
52	0.4	2.1	2.5	33.2
51.5	0.4	1.3	0.6	19.2
51	0.4	1.9	0	21.6
50.5	0.3	1	0.6	15.2
50	0.2	1.9	0	18.4
49.5	0.7	1.2	2.5	30.8
49	0.2	1	0.7	14
48.5	0.5	1.8	1.2	27.2
48	0.4	1.2	5.6	38.4
47.5	0.4	3.4	2.5	43.6
47	0.6	4.3	0.6	46.4
46.5	0.8	1.5	1.2	29.6
46	0.5	1.3	1.2	23.2
45.5	0.2	3.5	1.9	38.8
40.5	0.4	1.7	3.7	34.8
40	0.7	0.6	0.6	18.4
39.5	0.1	3	0.6	28
39	0.6	2.7	1.8	38.4
38.5	0.3	1.6	1.9	25.2
38	0.5	2.6	1.2	33.6
37.5	0.5	2.9	2.5	41.2
37	0.9	3.4	3	53.6
36.5	0.7	3.8	1.8	48.8
36	0.7	2.9	1.2	39.2
35.5	0.7	3.7	1.2	45.6
35	0.3	2.2	3.7	37.2

**Gamma Espectrales (RGE)**

<b>Altura (m)</b>	<b>K [%]</b>	<b>U [ppm]</b>	<b>Th [ppm]</b>	<b>RGE [API]</b>
34.5	0.4	2.9	2.5	39.6
34	0.8	3.2	3.1	50.8
33.5	0.8	2	1.8	36
33	1.1	2.1	2.4	44
32.5	0.4	2.8	1.2	33.6
32	0.7	2.4	0.6	32.8
31.5	0.5	3.3	1.2	39.2
31	0.2	2.7	1.9	32.4
30.5	0.5	4.4	1.2	48
30	0.7	3.1	1.2	40.8
29.5	0.7	3.2	0.6	39.2
29	0.9	2.5	1.8	41.6
28.5	0.5	1.3	1.2	23.2
28	0.6	4.7	2.4	56.8
27.5	0.3	3.3	1.9	38.8
27	0.5	3.9	0.6	41.6
26.5	0.3	2.8	0.6	29.6
26	0.3	1.5	0.6	19.2
25.5	0.5	4	1.8	47.2
25	0.6	3	0.6	36
24.5	0.6	2.9	2.5	42.8
24	0.3	3.8	2.5	45.2
23.5	0.4	3.2	3.1	44.4
23	0.4	3.8	0	36.8
22.5	0.3	3	0.6	31.2
22	0.2	2	4.4	36.8
21.5	0.3	0.1	5.6	28
21	0.6	2.2	3.7	42
20.5	0.4	7.1	2.4	72.8
20	0.2	3.5	3.7	46
19.5	0.8	3.5	1.2	45.6
19	0.2	3.5	1.9	38.8
18.5	0.4	3.2	0.6	34.4
18	0.3	5.5	1.2	53.6
17.5	0.1	4.8	0.6	42.4
17	0.7	1.5	1.2	28
16.5	0.3	6.1	0.6	56
16	0.3	3	0.6	31.2
15.5	0.6	3.5	0.6	40
15	0.7	4.8	1.2	54.4

**Rayos Gamma Espectrales (RGE)**

<b>Altura (m)</b>	<b>K [%]</b>	<b>U [ppm]</b>	<b>Th [ppm]</b>	<b>RGE [API]</b>
14.5	0.2	4.6	1.2	44.8
14	0.5	1.5	0.6	22.4
13.5	0.5	4.7	2.4	55.2
13	0.4	3.5	0.6	36.8
12.5	0.3	4.9	1.8	51.2
12	0.4	3.9	1.2	42.4
11.5	0.7	3.5	1.2	44
11	1.1	6.8	3.6	86.4
10.5	0.9	3.6	5.5	65.2
10	0.7	3.7	1.2	45.6
9.5	0.9	3.2	3.1	52.4
9	0.6	3.8	4.9	59.6
8.5	0.4	2.8	3.1	41.2
8	0.4	4	1.8	45.6
7.5	0.7	2.8	3.1	46
7	0.2	5.3	4.3	62.8
6.5	1	2.7	4.9	57.2
6	0.7	3.8	2.4	51.2
5.5	0.3	3.5	0.6	35.2
5	0.3	3.7	0.6	36.8
4.5	0.5	3.9	1.2	44
4	0.5	3.2	3.1	46
3.5	0.1	3.4	3.1	41.2
3	0.4	2.9	2.5	39.6
2.5	0.4	3.4	3.1	46
2	0.2	4.5	0	39.2
1.5	0.8	5.8	4.9	78.8
1	0.4	4.6	1.2	48
0.5	0.5	5	3.1	60.4
0	0.8	5.8	2.4	0

## Microfacies, índice de bioturbación y abundancia de granos

Formación	Lámina	Altura	Microfacies	IB	Radiolarios	Calpionélidos	Valvas de ostrácodos (%)
		(m)			(%)	(%)	
Tamaulipas Inferior	AME-60	60	MF2	3	2	20	5
	AME-58	58	MF5	3	5	25	
	AME-57	57	MF2		7		
	AME-56	56	MF2	2	2	30	
	AME.55.5	55.5	MF2	3	5	30	7
	AME-54	54	MF2		7		
	AME-53	53	MF5		10	7	
	AME-52	52	MF5		2	7	
	AME-50.2	51	MF5		7	2	
	AME-50	50	MF4	2	5	20	7
	AME-48.5	48.5	MF2	2	2	25	2
	AME-47.25	47.5	MF4	2	2	25	
	AME-47	47	MF2	3	5	20	7
	AME-46.75	46.75	MF2	3	5	30	
	AME-46	46	MF2	3	2	15	
	AME-45.5	45.5	MF2	3	7	20	5
	AME-40.5	41	MF3		5	7	
	AME-40	40	MF4	3	5	25	
	AME-39.5	39.5	MF2		5	2	
	AME-38	38	MF2	3	2	25	2

## Microfacies, índice de bioturbación y abundancia de granos

Formación	Lámina	Altura (m)	Microfacies	IB	Foraminíferos		
					Amonites (%)	bentónicos (%)	Bivalvos (%)
Tamaulipas Inferior	AME-60	60	MF2	3		2	
	AME-58	58	MF5	3			
	AME-57	57	MF2			2	
	AME-56	56	MF2	2			
	AME.55.5	55.5	MF2	3			
	AME-54	54	MF2				
	AME-53	53	MF5			2	
	AME-52	52	MF5				
	AME-50.2	51	MF5			2	
	AME-50	50	MF4	2			
	AME-48.5	48.5	MF2	2			
	AME-47.25	47.5	MF4	2		5	
	AME-47	47	MF2	3			
	AME-46.75	46.75	MF2	3			
	AME-46	46	MF2	3			
	AME-45.5	45.5	MF2	3		2	
	AME-40.5	41	MF3				
	AME-40	40	MF4	3			
	AME-39.5	39.5	MF2				
	AME-38	38	MF2	3			

## Microfacies, índice de bioturbación y abundancia de granos

Formación	Lámina	Altura (m)	Microfacies	IB	Ooides (%)	Intraclastos (%)	Peloides (%)	
Tamaulipas Inferior	AME-60	60	MF2	3				
	AME-58	58	MF5	3				
	AME-57	57	MF2		30	35		
	AME-56	56	MF2	2				
	AME-55.5	55.5	MF2	3				
	AME-54	54	MF2		30	35		
	AME-53	53	MF5		20	30		
	AME-52	52	MF5		20	40		
	AME-50.2	51	MF5		2	15	50	
	AME-50	50	MF4	2				
	AME-48.5	48.5	MF2	2				
	AME-47.25	47.5	MF4	2				
	AME-47	47	MF2	3				
	AME-46.75	46.75	MF2	3				
	AME-46	46	MF2	3				
	AME-45.5	45.5	MF2	3				
	AME-40.5	41	MF3			20		
	AME-40	40	MF4	3				
	AME-39.5	39.5	MF2			2	25	45
	AME-38	38	MF2	3				

## Microfacies, índice de bioturbación y abundancia de granos

Formación	Lámina	Altura	Microfacies	IB	Radiolarios	Calpionélidos	Valvas de ostrácodos (%)
		(m)			(%)	(%)	
	AME-36	36	MF1	1	7	15	
	AME-34	34	MF1	2	7	20	
	AME-32	32	MF1	1	7	15	
	AME-30	30	MF3		7	5	
	AME-28	28	MF2	1	5	20	
	AME-26	26	MF2	2	5	15	
	AME-24	24	MF2	2	7	15	
	AME-22	22	MF1	1	15	15	
	AME-21	21	MF1				
	AME-20	20	MF2	1	15	20	
Pimienta	AME-19.75	19.75	MF2	2	15	15	
	AME-18.5	18.5	MF1	1	7	15	
	AME-18	18	MF1	2	10	20	
	AME-16	16	MF1	2	10	20	
	AME-14	14	MF1	2	10	15	
	AME-12	12	MF1	1	7	20	
	AME-10.8	10.8	MF1	2	5	15	
	AME-10	10	MF1	2	15	20	
	AME-9	9	MF1	1	15	15	
	AME-8	8	MF1	1	5	15	
	AME-6	6	MF1	1	10	15	
	AME-5	5	MF1	2	15	20	
	AME-4	4	MF1	1	7	15	
	AME-2	2	MF1	1	15	15	
	AME-0	0	MF1	1	15	20	

## Microfacies, índice de bioturbación y abundancia de granos

Formación	Lámina	Altura (m)	Microfacies	IB	Foraminíferos		
					Amonites (%)	bentónicos (%)	Bivalvos (%)
Pimienta	AME-36	36	MF1	1	5		
	AME-34	34	MF1	2			2
	AME-32	32	MF1	1			
	AME-30	30	MF3				
	AME-28	28	MF2	1			
	AME-26	26	MF2	2			
	AME-24	24	MF2	2	2		2
	AME-22	22	MF1	1			
	AME-21	21	MF1				
	AME-20	20	MF2	1			2
	AME-19.75	19.75	MF2	2			
	AME-18.5	18.5	MF1	1			
	AME-18	18	MF1	2	5		
	AME-16	16	MF1	2			7
	AME-14	14	MF1	2			
	AME-12	12	MF1	1			
	AME-10.8	10.8	MF1	2	7		
	AME-10	10	MF1	2			2
	AME-9	9	MF1	1			
	AME-8	8	MF1	1			
AME-6	6	MF1	1			5	
AME-5	5	MF1	2				
AME-4	4	MF1	1	2			
AME-2	2	MF1	1				
AME-0	0	MF1	1				

## Microfacies, índice de bioturbación y abundancia de granos

Formación	Lámina	Altura (m)	Microfacies	IB	Ooides (%)	Intraclastos (%)	Peloides (%)
Pimienta	AME-36	36	MF1	1			
	AME-34	34	MF1	2			
	AME-32	32	MF1	1			
	AME-30	30	MF3			30	
	AME-28	28	MF2	1			
	AME-26	26	MF2	2			
	AME-24	24	MF2	2			
	AME-22	22	MF1	1			
	AME-21	21	MF1				
	AME-20	20	MF2	1			
	AME-19.75	19.75	MF2	2			
	AME-18.5	18.5	MF1	1			
	AME-18	18	MF1	2			
	AME-16	16	MF1	2			
	AME-14	14	MF1	2			
	AME-12	12	MF1	1			
	AME-10.8	10.8	MF1	2			
	AME-10	10	MF1	2			
	AME-9	9	MF1	1			
	AME-8	8	MF1	1			
AME-6	6	MF1	1				
AME-5	5	MF1	2				
AME-4	4	MF1	1				
AME-2	2	MF1	1				
AME-0	0	MF1	1				

**Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT)**

<b>Altura (m)</b>	<b>COT [%]</b>	<b>CIT [%]</b>
60	0.15	9.66
58	0.23	9.57
56	0.20	9.40
54	0.15	9.65
52	0.26	9.94
51	0.12	9.68
50	0.08	10.22
47.5	0.08	10.50
46	0.19	9.81
44	0.15	10.15
42	0.20	9.80
40	0.13	9.87
38	0.21	10.20
36	0.15	9.55
34	0.23	9.77
32	0.21	9.79
30	0.32	9.38
28	0.82	9.39
26	0.64	9.36
25	0.69	8.50
24	0.56	9.60
18	0.46	9.54
14	0.59	9.11
10	0.60	9.60
7	0.51	9.49
5	0.51	9.49
3	0.61	9.59
2	0.59	9.11
1	0.51	9.19
0	0.49	9.51

**Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)**

<b>Altura (m)</b>	<b>CaO [%]</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [%]</b>	<b>MgO [%]</b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [%]</b>	<b>K<sub>2</sub>O [%]</b>
58	58.62648	0.434585	0.514042	0.314534	0.12046
57	59.32608	0.30232	0.464296	0.200158	0.084322
56	58.62648	0.56685	0.514042	0.243049	0.18069
55.5	59.74584	0.245635	0.480878	0.200158	0.072276
53	59.88576	0.547955	0.480878	0.200158	0.168644
52	59.88576	0.321215	0.431132	0.114376	0.096368
50	57.92688	0.45348	0.464296	0.114376	0.144552
47.25	58.90632	0.510165	0.480878	0.185861	0.156598
40	55.968	0.585745	0.431132	0.14297	0.168644
39	59.466	0.3779	0.480878	0.085782	0.084322
36	52.47	0.925855	0.530624	0.128673	0.265012
35	59.18616	0.56685	0.480878	0.157267	0.144552
32	47.71272	0.34011	0.49746	0.114376	0.084322
30	56.10792	0.60464	0.447714	0.14297	0.168644
27	56.94744	0.321215	0.49746	0.157267	0.084322
25	60.44544	0.321215	0.447714	0.228752	0.072276
24	56.6676	0.283425	0.480878	0.14297	0.072276
23	43.93488	0.56685	0.447714	0.171564	0.144552
21	62.68416	0.45348	0.480878	0.14297	0.12046
19.75	54.98856	1.02033	0.464296	0.271643	0.289104
18	59.466	0.359005	0.464296	0.14297	0.096368
16	50.79096	0.699115	0.464296	0.271643	0.168644
14.9	58.0668	0.45348	0.397968	0.200158	0.108414
13	57.50712	0.18895	0.33164	0.185861	0.036138
10.8	50.93088	0.60464	0.41455	0.214455	0.144552
8	54.70872	0.56685	0.397968	0.314534	0.144552
6	47.01312	0.283425	0.397968	0.128673	0.072276
5	43.3752	0.736905	0.397968	0.443207	0.18069
2	53.44944	1.32265	0.49746	0.371722	0.337288
0	48.55224	0.3779	0.381386	0.214455	0.084322

**Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)**

Altura (m)	Mn [ppm]	V [ppm]	U [ppm]	Mo [ppm]	Cu [ppm]	Ni [ppm]
58	157	8	0.8	0.1	10.8	5.8
57	178	7	0.4	0.11	5.6	5.8
56	196	9	1	0.1	11.1	4.9
55.5	191	11	5.6	0.29	13.9	6.2
53	189	8	1.4	0.3	9.6	5.3
52	224	4	0.4	0.11	43	4.6
50	470	6	0.7	0.14	10.7	3.7
47.25	570	26	2.3	1.5	10.6	11.1
40	585	21	1.7	0.54	23.8	7.3
39	998	14	2.2	0.26	7.2	4.9
36	781	25	1.4	0.43	12.4	5.8
35	448	8	1.5	0.31	37.5	5.2
32	259	10	0.7	0.22	33.8	10.5
30	298	42	2.3	0.78	8.7	8.9
27	370	11	0.5	0.35	23.8	5.5
25	204	35	1.4	1.18	8.1	9.2
24	267	25	1.2	0.65	10.9	5.6
23	272	41	2.6	1.95	8.1	10.8
21	434	23	1.1	0.5	7.4	6.3
19.75	322	14	1.1	0.46	16	5.9
18	550	37	1.8	0.97	6.7	8.1
16	238	58	2.9	1.29	9.9	11.8
14.9	201	34	1.7	2.23	8.3	8
13	143	19	1.3	2.41	20.6	8.1
10.8	163	36	2.3	2.27	19.6	10.8
8	107	35	1.9	2.13	9	8.9
6	155	24	0.5	0.73	3.3	5.4
5	166	15	0.9	1.81	15.7	7.6
2	177	33	2.6	1.36	13.7	10.1
0	116	30	1.3	1.47	4.6	5.7

**Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)**

<b>Altura (m)</b>	<b>FE V</b>	<b>FE U</b>	<b>FE Mo</b>	<b>FE Cu</b>	<b>FE Ni</b>
58	2.3654796	8.31114454	1.30745046	9.22537043	3.231108
57	2.97532981	5.97363514	2.06740604	6.87631778	4.64471775
56	2.04022615	7.96484685	1.00237868	7.26925022	2.09279237
55.5	5.75448402	102.930328	6.70822658	21.006773	6.1108223
53	1.87607003	11.5352954	3.1108304	6.50370943	2.34168886
52	1.60017738	5.62224483	1.94579392	49.6943974	3.46705098
50	1.70018846	6.96924099	1.7541627	8.75911907	1.97533973
47.25	6.54887407	20.3546086	16.7063114	7.71311835	5.26757262
40	4.60696228	13.1034577	5.238237	15.0835358	3.01725825
39	4.76052769	26.2839946	3.90927687	7.072784	3.13918855
36	3.46977237	6.82701158	2.63891531	4.97179828	1.51664253
35	1.81353436	11.9472703	3.10737392	24.5582778	2.22092251
32	3.77819658	9.29232132	3.67538851	36.8919906	7.47425845
30	8.92598942	17.174201	7.32989413	5.34142542	3.56361966
27	4.40048778	7.02780604	6.19116246	27.5052711	4.14538704
25	14.001552	19.6778569	20.873062	9.36103765	6.93410196
24	11.3345897	19.1156324	13.0309229	14.2765455	4.78352541
23	9.29436359	20.7086018	19.5463844	5.304588	4.61268522
21	6.5173891	10.9516644	6.26486678	6.05770852	3.3634163
19.75	1.7631584	4.86740641	2.56163442	5.8212214	1.39994047
18	13.2435733	22.6369331	15.3522209	6.92801942	5.46239039
16	10.6606412	18.7281534	10.4843392	5.25679892	4.08631273
14.9	9.63440128	16.9252995	27.9413058	6.79445685	4.27100483
13	12.9214323	31.0629027	72.4719789	40.4720418	10.3785417
10.8	7.65084808	17.174201	21.3318714	12.0335561	4.32439239
8	7.93421282	15.133209	21.350666	5.89398667	3.8011943
6	10.8812062	7.96484685	14.6347288	4.32225689	4.61268522
5	2.61567456	5.51412474	13.9561955	7.90902484	2.49689513
2	3.20606967	8.87511506	5.84243576	3.84512463	1.84873495
0	10.2011308	15.5314514	22.10245	4.51872311	3.65170913

**Índice de Alteración Química (IAQ)**

<b>Altura (m)</b>	<b>IAQ</b>
58	74.6703207
57	73.0944241
56	73.1891543
55.5	66.0609255
53	71.1150536
52	68.1257595
50	69.557268
47.25	70.7890987
40	72.4654804
39	58.0543274
36	76.0251661
35	64.9192246
32	71.1003612
30	70.7873429
27	66.0369601
25	60.8026637
24	69.1920092
23	69.1920092
21	72.2262925
19.75	74.8396968
18	70.4908569
16	73.6966328
14.9	70.5504579
13	61.754824
10.8	70.5504579
8	69.1920092
6	69.1920092
5	73.8030497
2	74.8199152
0	81.7572508

**Pirólisis *Rock-Eval***

<b>Altura (m)</b>	<b>S<sub>1</sub> [mg HC/g]</b>	<b>S<sub>2</sub> [mg HC/g]</b>	<b>COT [%]</b>	<b>IH [mg HC/g COT]</b>	<b>IO [mg CO<sub>2</sub>/g COT]</b>	<b>Tmax [°C]</b>
57	0.10	3.14	0.51	622	52	426
53	0.06	0.74	0.28	266	28	431
50	0.06	0.99	0.21	462	29	431
47.5	0.10	0.80	0.42	189	31	429
40	0.27	7.10	1.13	630	42	427
36	0.04	0.17	0.13	128	88	435
32	0.08	0.47	0.20	236	219	432
25	0.14	2.54	0.61	417	29	426
23	0.13	2.39	0.88	271	26	428
19	0.09	2.13	0.49	437	52	428
16	0.11	2.14	0.78	275	54	427
13	0.14	1.69	0.43	392	24	428
8	0.12	1.99	1.36	146	17	430
5	0.08	0.36	0.67	53	47	433
0	0.04	0.15	0.23	63	72	437