

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

“CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DURANTE EL LAPSO CENOMANIANO TARDÍO–CONIACIANO EN LA CUENCA HUAYACOCOTLA Y SU RELACIÓN CON LOS EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO”

**TESIS**

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

**PRESENTA:**

**AZUCENA COLÍN RODRÍGUEZ**

Director de Tesis:

DR. FERNANDO NÚÑEZ USECHE  
Instituto de Geología– UNAM

**MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:**

Dr. Michelangelo Martini, Instituto de Geología– UNAM  
Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy, Instituto de Geología– UNAM

Ciudad Universitaria, Cd. Mx.

Octubre 2020



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.

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

**Atentamente:**

Azucena Colín Rodríguez

Ciudad de México. 2020

Azucena Colín Rodríguez., “Condiciones paleoambientales durante el lapso Cenomaniano tardío–  
Coniaciano en la Cuenca Huayacocotla y su relación con los Eventos de Cambio Global Acelerado”.  
Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.

La realización de este trabajo de tesis fue posible gracias al apoyo de:

POR BRINDARME LA OPORTUNIDAD DE REALIZAR MIS ESTUDIOS DE MAESTRÍA

POR OTORGAR LA BECA PARA ESTUDIOS DE MAESTRÍA. CONACYT-SENER HIDROCARBUROS 2018-887778.

POR LA FINANCIACIÓN POR PARTE DEL PROYECTO **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”

POR LA FINANCIACIÓN POR PARTE DEL PROYECTO 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)

POR BRINDAR EL SOPORTE LOGÍSTICO PARA EL DESARROLLO DEL PROYECTO.

PROYECTO **PAPIIT IV1000516, DGAPA, UNAM.** “CARACTERIZACIÓN DE SISTEMA PETROLERO DE LAS CUENCAS DEL SURESTE DE MÉXICO A PARTIR DE SU ANÁLOGO EN CERRO PELÓN, LAS CHOAPAS, VER. POR FACILITAR EL EQUIPO PORTÁTIL RS-125



POR LAS FACILIDADES PARA LA REALIZACIÓN DE LOS ANÁLISIS DE FRX



POR FACILITAR EL ACCESO AL LABORATORIO DE CUENCAS SEDIMENTARIAS



POR HABER FINANCIADO PARTE DE LOS ANÁLISIS DE PIRÓLISIS Y EL ANÁLISIS U-Pb DE ZIRCONES



EN PARTICULAR AL INSTITUTO DE DINÁMICA DE LA SUPERFICIE DE LA TIERRA, (IDYST). EN ESPECIAL AL DR. **THIERRY ADATTE**, POR LA FINANCIACIÓN DE LOS ANÁLISIS ISOTÓPICOS DE CARBONO Y DE PIRÓLISIS



POR LA FINANCIACIÓN POR PARTE DEL PROYECTO RESEARCH GRANT 2017SGR0707 (RECURSOS MINERALS: JACIMENTS, APLICACIONS, SOSTENIBILITAT) OF THE GENERALITAT DE CATALUNYA. EN ESPECIAL A LA **DRA. PURA ALFONSO** POR LLEVAR ACABO LOS ANÁLISIS ISOTÓPICOS DE AZUFRE

## **AGRADECIMIENTOS**

Valoro de forma sincera y profunda el apoyo otorgado por varias instituciones para el desarrollo del presente trabajo.

A mi asesor el Dr. Fernando Núñez Useche, por haberme aceptado en su grupo de tesis, por su enseñanza científica, por el tiempo que destinó en la realización de este trabajo, en especial su paciencia y su dedicación para transmitir sus conocimientos. Siempre le estaré agradecida por su constante apoyo y su amistad.

A Mario Martínez Yáñez y Karina Navarrete Flores por su valiosa colaboración durante el trabajo de campo.

Mi gratitud a Francisco Martín Romero, Gerardo Martínez Jardines y Astrid Vázquez Salgado, por haberme facilitado el acceso al equipo de FRX y las asesorías prestadas para el uso de este.

La autora de la tesis agradece especialmente a la Dra. Lourdes Omaña, por haber realizado el análisis bioestratigráfico de foraminíferos planctónicos y el Dr. Michelangelo Martini, por la asesoría con el análisis U-Pb de los zircones.

Valoro de manera personal y extensa, la guía y observaciones de mi comité tutor: Fernando Núñez Useche, Michelangelo Martini y Priyadarsi Debajyoti Roy.

Agradezco los acertados comentarios hechos a el presente manuscrito por: Claudia Mendoza Rosales, Michelangelo Martini, Fernando Núñez Useche, Francisco Sánchez Beristain y Rubén Alfonso López Doncel, Sin duda sus observaciones ayudaron a mejora la calidad de este trabajo.

Gracias totales a mi familia, amigos y docentes, por alentarme a dar lo mejor.

*A ti Josué*  
*"has sido mi mayor motivación para*  
*seguir adelante en las circunstancias más*  
*adversas"*

*"Cada detalle en la naturaleza, una hoja, una gota, un cristal, un momento en el*  
*tiempo, está relacionado al conjunto, y forma parte de la perfección del todo".*

*Ralph Waldo Emerson.*

# CONTENIDO

	Pág.
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	iii
<b>RESUMEN</b>	vi
<b>ABSTRACT</b>	viii
<b>CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN</b>	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	5
1.2. JUSTIFICACIÓN	5
1.3. PREGUNTAS CIENTÍFICAS A RESPONDER	6
1.4. HIPÓTESIS	7
1.5. OBJETIVOS	7
1.6. LOCALIZACION DEL ÁREA DE ESTUDIO	8
<b>CAPÍTULO 2 ANTECEDENTES Y GENERALIDADES</b>	9
2.1. EVENTOS ANÓXICOS OCEÁNICOS	10
2.2. EVENTOS REGISTRADOS DURANTE EL LAPSO CENOMANIANO– CONIACIANO	13
2.3. EVENTO BONARELLI (OAE 2)	13
2.3.1. Firma isotópica positiva de $\delta^{13}C$	14
2.3.2. Bioeventos evolutivos y de extinción	14
2.3.3. Firma isotópica negativa de $\delta^{34}S$	18
2.4. EVENTOS DEL TURONIANO TARDÍO	21
2.4.1. Evento Hitch Wood	21
2.5. ELEMENTOS QUÍMICOS UTILIZADOS EN EL ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL	21
2.5.1. Elementos químicos asociados a influencia detrítica	23
2.5.2. Elementos químicos asociados a condiciones redox y productividad marina con mínima influencia detrítica.	23
<b>CAPÍTULO 3 MARCO GEOLÓGICO</b>	27
3.1. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL CENTRO DE MÉXICO	28
3.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA HUAYACOCOTLA	31
3.2.1. Etapa de rift	31
3.2.2. Etapa de deriva y enfriamiento	31
3.2.3. Etapa relacionada a el evento orogénico (levantamiento de la SMO)	33
<b>CAPÍTULO 4 MATERIALES Y MÉTODOS</b>	36
4.1. TRABAJO DE CAMPO	37
4.1.1. Medición y descripción de la columna estratigráfica	37
4.1.2. Espectrometría de Rayos Gamma	38

4.2. TRABAJO DE LABORATORIO	41
4.2.1. Petrografía ( <i>Análisis de microfacies y bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos</i> )	41
4.2.2. Geocronología U–Pb de granos de circón	43
4.2.3. Pirólisis Rock–Eval	44
4.2.4. Fluorescencia de rayos X (FRX)	47
4.2.5. Espectrometría de masas de relaciones isotópicas (EMRI)	48
<b>CAPÍTULO 5 RESULTADOS</b>	<b>51</b>
5.1. CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS DE LA SECCIÓN TLACOLULA	52
5.1.1. Formación Tamaulipas Superior	53
5.1.2. Formación Agua Nueva	53
5.2. REGISTROS ESPECTRALES DE RAYOS GAMMA	57
5.3. EDAD	57
5.3.1. Edad absoluta	59
5.3.2. Biozonas de foraminíferos planctónicos y bioeventos	60
5.4. MICROFACIES	61
5.5. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	68
5.5.1. Isótopos estables de carbono ( $\delta^{13}C_{carb}$ )	68
5.5.2. Isótopos estables de azufre ( $\delta^{34}S_{py}$ )	70
5.6. CONTENIDO DE CARBÓN ORGÁNICO TOTAL (COT) Y TIPO DE KERÓGENO	72
5.7. COMPOSICIÓN QUÍMICA (Fe, V, Zn y Mo)	72
<b>CAPÍTULO 6 DISCUSIÓN</b>	<b>77</b>
6.1. IDENTIFICACIÓN DE LOS PRINCIPALES EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO	78
6.1.1. Evento anóxico oceánico 2	78
6.1.2. Eventos del Turoniano tardío	83
6.2. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES	85
6.2.1. Intervalo I ( <i>Evento Anóxico Oceánico 2</i> )	85
6.2.2. Intervalo II ( <i>Post–evento Anóxico Oceánico 2</i> )	89
6.2.3. Intervalo III ( <i>Eventos del Turoniano Tardío y Evento Hich Wood</i> )	91
6.2.4. Intervalo IV ( <i>Turoniano superior—Coniaciano</i> )	93
6.3. IMPLICACIONES REGIONALES	98
<b>CAPÍTULO 7 CONCLUSIONES</b>	<b>100</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>103</b>
<b>APÉNDICE A</b>	<b>127</b>
<b>APÉNDICE B</b>	<b>132</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
<b>Figura. 1.1.</b> Localidades con estudios enfocados al OAE 2 en México.	4
<b>Figura. 1.2.</b> Localización paleogeográfica y ubicación actual del área de estudio.	8
<b>Figura. 2.1.</b> Principales cambios en las diferentes geosferas durante el Cretácico y eventos anóxicos.	12
<b>Figura. 2.2.</b> Curva de referencia de isótopos de carbono para el lapso Cenomaniano–Coniaciano.	16
<b>Figura. 2.3.</b> Correlación de diversas curvas de isótopos de carbono registradas en la transición Cenomaniano–Turoniano.	20
<b>Figura. 2.4.</b> Correlación de los “eventos del Turoniano tardío” a partir de diversas curvas de isótopos de carbono en carbonato (sitios de Europa).	22
<b>Figura. 2.5.</b> Comportamiento esquemático de Fe, S, Mo, U, V y Zn en función del estado redox del entorno de depósito.	26
<b>Figura. 3.1.</b> Paleogeografía del Golfo de México resaltando la ubicación de la cuenca Huayacocotla.	30
<b>Figura. 3.2.</b> Mapa de localización de la cuenca Huayacocotla junto con la columna de las rocas que conforman la estratigrafía local y su relación con los eventos tectónicos.	34
<b>Figura. 4.1.</b> Técnicas aplicadas durante la etapa de campo y los principales resultados obtenidos.	37
<b>Figura. 4.2.</b> Imágenes de la metodología empleada en campo.	39
<b>Figura. 4.3.</b> Imágenes relacionadas al levantamiento de Rayos Gamma.	40
<b>Figura. 4.4.</b> Técnicas aplicadas durante la etapa de laboratorio y los principales resultados obtenidos.	41
<b>Figura. 4.5.</b> Imágenes representativas de las diferentes etapas de obtención de información geocronológica.	44
<b>Figura. 4.6.</b> Resumen de los parámetros obtenidos y calculados a partir de la técnica de Pirólisis <i>rock-eval</i> .	45
<b>Figura. 4.7.</b> Equipo utilizado para los estudios de COT. <i>rock-eval</i> LECO C744 y <i>rock-eval</i> ™ 6.	46

<b>Figura. 4.8.</b>	Equipo portátil de Fluorescencia de Rayos X, Thermo Scientific Niton XL3t.	47
<b>Figura. 4.9.</b>	Equipo utilizado para determinar las relaciones isotópicas de carbono.	49
<b>Figura. 4.10.</b>	Espectrómetro de masas de flujo Finnigan MAT Delta –S.	50
<b>Figura. 5.1.</b>	Contacto entre las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva.	52
<b>Figura. 5.2.</b>	Características sedimentológicas de la Formación Tamaulipas Superior en la sección estudiada.	54
<b>Figura. 5.3.</b>	Características sedimentológicas de la Formación Agua Nueva en la sección estudiada.	55
<b>Figura. 5.4.</b>	Características sedimentológicas de la Formación Agua Nueva en la sección estudiada	56
<b>Figura. 5.5.</b>	Curvas obtenidas del levantamiento de Rayos Gamma.	58
<b>Figura. 5.6.</b>	Resultados de la datación por el método U–Pb.	59
<b>Figura. 5.7.</b>	Biozonas de foraminíferos planctónicos y bioeventos.	62
<b>Figura. 5.8.</b>	Distribución de las asociaciones de microfacies.	64
<b>Figura. 5.9.</b>	Fotomicrografías representativas de la microfacies MF1.	65
<b>Figura. 5.10.</b>	Fotomicrografías representativas de la microfacies MF2.	66
<b>Figura. 5.11.</b>	Fotomicrografías representativas de la microfacies MF3.	67
<b>Figura. 5.12.</b>	Imágenes de Microscopio electrónico de barrido (SEM).	68
<b>Figura 5.13.</b>	Fotomicrografías representativas de la e microfacies MF4.	69
<b>Figura. 5.14.</b>	Geoquímica de isótopos estables de la sección Tlacolula.	71
<b>Figura. 5.15.</b>	Diagrama de Van Krevelen obtenido de las muestras analizadas de la sección Tlacolula.	73
<b>Figura. 5.16.</b>	Variaciones de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , COT, Fe, V, Zn y M en la sección Tlacolula.	75
<b>Figura. 6.1.</b>	Correlación de eventos de isótopos de carbono y bioeventos a escala global durante la ocurrencia del OAE 2 y su correlación con las curvas obtenidas en la sección Tlacolula.	81
<b>Figura. 6.2.</b>	Correlación de eventos de isótopos de carbono y bioeventos en México durante la ocurrencia del OAE 2.	82

<b>Figura. 6.3.</b>	Correlación de eventos de isótopos de carbono durante la ocurrencia del de los Eventos del Turoniano tardío.	84
<b>Figura. 6.4.</b>	Modelos paleoambientales.	97
<b>Figura. 6.5.</b>	Modelo de circulación de las masas de agua del hemisferio norte del continente americano para el lapso Cenomaniano–Coniaciano	99

### **TABLAS**

<b>Tabla. 5.1.</b>	Coefficiente de correlación ( $r$ ) entre los distintos elementos químicos (medidos tanto por espectrometría de rayos gamma como por fluorescencia de rayos X).	76
<b>Tabla. 6.1.</b>	Resumen de las principales características geoquímicas de cada intervalo.	96

## RESUMEN

La aplicación de investigaciones multidisciplinarias para el estudio del Cretácico provee amplia información para el entendimiento de las condiciones paleoambientales y su evolución durante intensos periodos de cambio global acelerado. En particular, es de gran relevancia y trascendencia en el estudio de los denominados Eventos Anóxicos Oceánicos (OAEs por sus siglas en inglés), los cuales son referenciados como episodios cortos (<1 Ma) durante los que predominaron condiciones empobrecidas en oxígeno en el océano global que favorecieron el enterramiento de materia orgánica en los sedimentos marinos. El análisis de las sucesiones marinas depositadas en el territorio de México durante el Cretácico es de gran importancia para el entendimiento de los OAEs, y específicamente para profundizar en el conocimiento de las condiciones climáticas y oceanográficas asociadas al OAE 2 durante la transición Cenomaniano–Turoniano, ya que para este tiempo el Mar Interior Mexicano constituyó el puente entre el somero y epicontinental Mar Interior Occidental de Norteamérica y las condiciones marinas abiertas del océano Tetis–Atlántico, siendo por tanto un sitio clave para la circulación marina del hemisferio norte en donde tuvo lugar activa mezcla de masas de agua.

En este trabajo, el estudio detallado y multidisciplinario de una sucesión carbonatada pelágica (sección Tlacolula) en la Cuenca Huayacocotla, centro-este de México, ofrece información sobre el registro y las condiciones paleoambientales de diferentes eventos de cambio global acelerado que tuvieron lugar durante el Cenomaniano tardío–Coniaciano. Con este objetivo se emplearon diversas técnicas de campo (descripción litoestratigráfica y sedimentológica de la columna y espectrometría de rayos gamma) y laboratorio (análisis de microfacies, bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos, geocronología U–Pb, pirólisis *rock-eval*, fluorescencia de rayos X y espectrometría de masas de relaciones isotópicas).

La sección Tlacolula está compuesta por las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva, que se caracterizan por capas de caliza de textura *mudstone* a *wackestone* con presencia de lentes y nódulos de pedernal alineados de forma paralela a la estratificación, intercalada con lutita calcárea y bentonita en proporciones variables. Su edad fue constreñida mediante bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos (zonas *R. cushmani*–*D. concavata*)

y un fechamiento radiométrico en granos de circón ( $89.9 \pm 1.5$  Ma) al lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano. Con base en la curva de variaciones de  $\delta^{13}\text{C}$  se logró identificar tanto al intervalo equivalente al OAE 2, caracterizado por una excursión isotópica positiva, como al grupo de excursiones isotópicas positivas denominado Eventos del Turoniano tardío, que incluyen el evento Hitch Wood.

La respuesta biótica inferida a partir de los foraminíferos planctónicos (**estrategia *r* vs. *k***) y de los eventos de filamentos identificados (evento 1a y evento global del límite Cenomaniano–Turoniano), aunada a los patrones de distribución de elementos traza redox-sensibles (Fe, V, U, Mo y Zn), la relación U/Th y el contenido de COT (Carbón Orgánico Total) permitieron determinar que en la cuenca de Huayacocotla tuvieron lugar condiciones predominantemente empobrecidas en oxígeno durante el lapso Cenomaniano tardío–Turoniano, y que mejores condiciones de oxigenación predominaron durante el Turoniano tardío–Coniaciano. Durante el OAE 2 y los Eventos del Turoniano tardío en la Cuenca Huayacocotla predominaron condiciones eutróficas en la superficie marina y empobrecidas en oxígeno en la interfaz sedimento agua. Este escenario favoreció la acumulación de materia orgánica y de elementos traza redox-sensibles, así como la formación de pirita mediante la sulfato-reducción bacteriana. Además, durante ambos eventos la cuenca estuvo influenciada principalmente por agua marina del océano Tetis–Atlántico, enriquecida en elementos traza y nutrientes provenientes posiblemente de la actividad volcánica de la Provincia ígnea de Caribe–Colombia. Los mecanismos dominantes que influenciaron las condiciones de depósito en la cuenca fueron de carácter global y en menor medida de carácter regional. Condiciones oligotróficas y de mejor oxigenación prevalecieron en el lapso entre los dos eventos.

Las condiciones empobrecidas en oxígeno durante el OAE 2 no concuerdan del todo con los modelos de circulación oceánica propuestos para el hemisferio norte, ya que según estos modelos la invasión de las aguas boreales al Mar Interior Occidental de Norteamérica causó oxigenación total de la columna de agua durante este evento anóxico. Sin embargo, la ocurrencia de delgados niveles bioturbados quizás sí representen cortos periodos de oxigenación asociados a este cambio oceanográfico. Esto pone de manifiesto que a pesar del contexto global/regional, las condiciones redox durante el OAE 2 estuvieron influenciadas por procesos locales.

## ABSTRACT

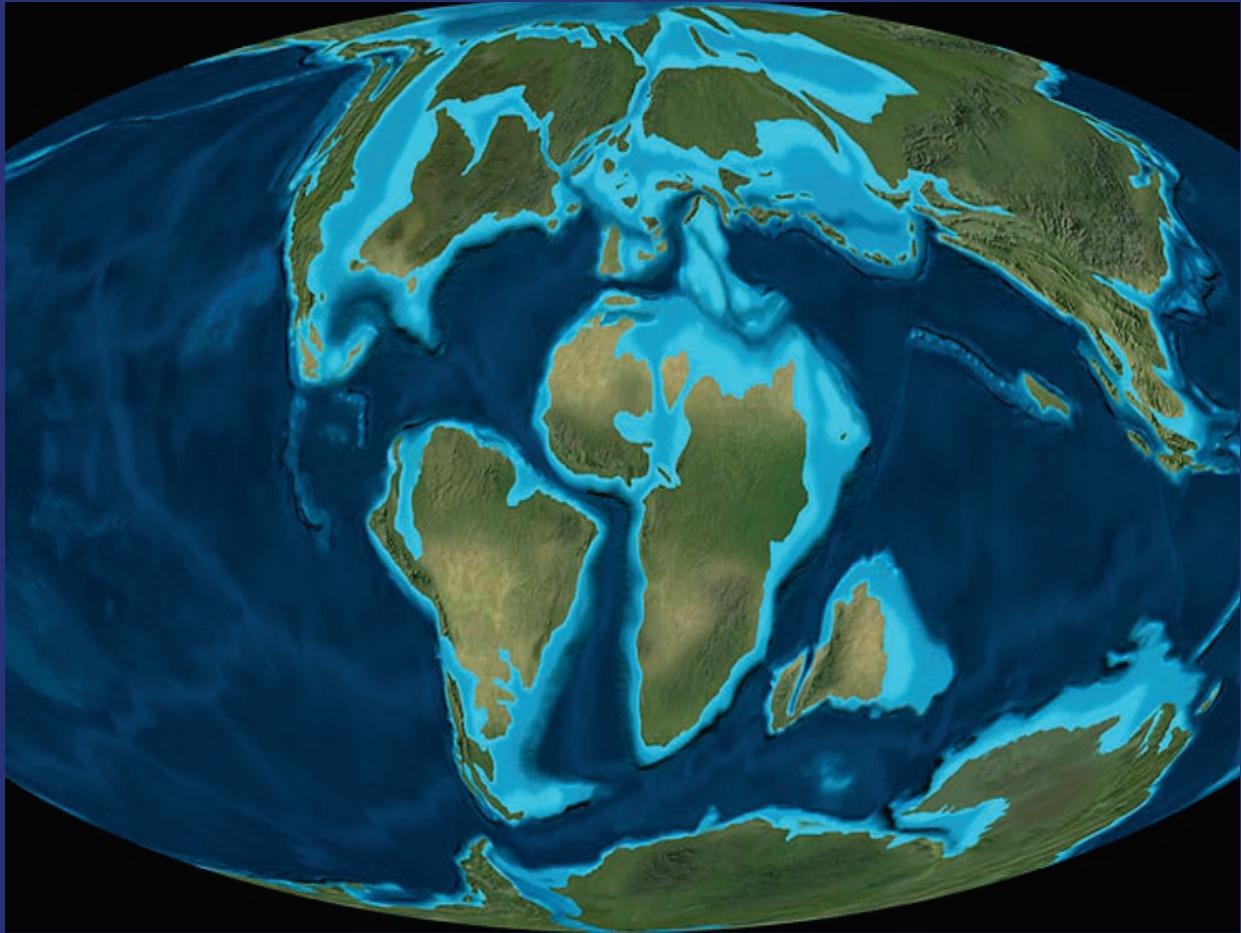
Multidisciplinary investigations are critical to properly understand the evolution of paleoenvironmental conditions during the Cretaceous period. Their application is quite relevant and meaningful for the study of the so-called Oceanic Anoxic Events (OAEs), which are referred as short-lived episodes (<1 Ma) of widespread oxygen deficiency in the world's oceans which favored the burial of organic matter in marine sediments. In this regard, the study of Cretaceous Mexican successions is crucial for a better understanding of the OAEs, and specifically to improve the knowledge of the climate and oceanographic conditions during the Cenomanian–Turonian OAE 2, since, at that time, the Mexican Interior Sea constituted the gateway between the shallow epicontinental Western Interior Seaway and the Atlantic–Tethyan open-marine conditions, thus being a key area for marine circulation of the northern hemisphere where active water-mass mixing took place.

In this study, a detailed and multidisciplinary approach is used to investigate a calcareous pelagic succession (Tlacolula section) from the Huayacocotla Basin, central-eastern Mexico, which offers information concerning the record and paleoenvironmental conditions during different late Cenomanian–Coniacian episodes of accelerated global change. With this aim, diverse field (lithostratigraphic and sedimentological description of the section and outcrop gamma-ray spectrometry) and laboratory (microfacies analysis, planktic foraminifera biostratigraphy, U–Pb geochronology, rock–eval pyrolysis, x-ray fluorescence and isotope-ratio mass spectrometry) techniques were applied.

The Tlacolula section is composed of the Upper Tamaulipas and Agua Nueva Formations, which are characterized by limestone (mudstone and wackestone) with bedding-parallel chert lenses and nodules, intercalated with calcareous shale and bentonite in variable proportions. It was age-constrained by planktic foraminifera biostratigraphy (*R. cushmani*–*D. concavata* zones) and a zircon radiometric dating ( $89.9 \pm 1.5$  Ma) to the late Cenomanian–Coniacian. The obtained carbon isotope curve allowed the identification of the OAE 2 time-equivalent interval, which is characterized by a positive excursion, and of the set of positive excursions named Late Turonian Events, including the Hitch Wood event.

The biotic response inferred from planktic foraminifera (*r*- and *k* **strategists**) and identified filament events (events 1a and Cenomanian–Turonian global event), along with the distribution pattern of redox-sensitive trace element (Fe, V, U, Mo and Zn), the U/Th ratio and the TOC content indicate that in the Huayacocotla Basin overall oxygen-depleted conditions occurred during late Cenomanian–Turonian and oxygenated conditions predominated during late Turonian–Coniacian. During OAE 2 and Late Turonian Events, eutrophic conditions and high primary productivity prevailed in marine surface of the Huayacocotla Basin. Enhanced organic carbon burial in sediments increased oxygen-consumption and resulted in oxygen-depleted conditions at the sediment-water interface. This scenario favored the accumulation of organic matter and the enrichment of redox-sensitive trace elements, as well as the formation of pyrite formation through bacterial sulfate reduction. Moreover, during both events the Huayacocotla basin was mainly influenced by Atlantic-Tethyan water masses enriched in trace metals possibly derived from submarine volcanic eruptions and associated hydrothermal activity during coeval constructional phases of the Caribbean-Colombia Large Igneous Province. Therefore, paleoenvironmental conditions during these events were mostly controlled by global mechanisms and local circumstances played a secondary role. Oligotrophic and improved oxygen conditions prevailed in the time interval between these events.

The oxygen impoverished conditions during the OAE 2 do not match at all with the oceanic circulation models suggested for the northern hemisphere, which suggest that the invasion of boreal waters into the Western Interior Seaway caused total oxygenation of the water column during this anoxic event. However, thin bioturbated levels maybe represent short-lived oxygenated conditions probably associated with this oceanographic change. This highlight that despite the global/regional context, redox conditions during the OAE 2 were also influenced by local processes.



Reconstrucción Paleocanográfica Global 90 Ma (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/>)

## CAPÍTULO

# 1

# INTRODUCCIÓN

Azucena Colín Rodríguez  
Tesis de maestría

El Mesozoico fue una era de grandes cambios tectónicos, climáticos, oceanográficos y bióticos que quedaron registrados en los depósitos sedimentarios. Varios episodios de intensas perturbaciones ambientales que impactaron los sistemas geológicos y la vida a diferentes escalas tuvieron lugar durante dicha era. Estos eventos fueron particularmente intensos durante el período Cretácico, como resultado de la separación y fragmentación del supercontinente Pangea a finales del Triásico. Esta reorganización en la configuración paleogeográfica modificó la distribución océano–continentes y los patrones de circulación oceánica. Numerosos estudios han proporcionado evidencias de que, durante el Cretácico, en particular durante el intervalo Aptiano–Coniaciano, el planeta experimentó intensos periodos de cambio global acelerado, enmarcados principalmente en condiciones climáticas de tipo invernadero (Jenkyns, 2003; Hu *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2014; Núñez–Useche, 2016b).

En el desarrollo de algunos de estos intensos periodos de cambio global acelerado surgieron los denominados Eventos Anóxicos Oceánicos (OAEs por sus siglas en inglés). Estos son reconocidos como fenómenos oceanográficos con una extensión global/regional y una duración generalmente inferior a 1 Ma, que causaron un profundo cambio en los ciclos biogeoquímicos de diferentes elementos y en los patrones evolutivos de varios grupos de organismos (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Núñez–Useche, 2016b). Estos eventos fueron desencadenados primordialmente por un incremento en la actividad tectónica, manifestada en un aumento en la producción de corteza oceánica. También influyeron procesos como el emplazamiento y desarrollo de grandes provincias ígneas (extensas mesetas oceánicas como la de Ontong–Java, Manihiki, Kerguelen y la de Caribe–Colombia) y el incremento de la actividad volcánica en los límites de las placas. Lo anterior originó como consecuencia la liberación de altas concentraciones de CO<sub>2</sub> al sistema océano–atmósfera y la intensificación del efecto invernadero. A su vez, ocasionó perturbaciones masivas en el ciclo del carbono y fenómenos como el calentamiento global, la acidificación de los océanos, la rápida aceleración del ciclo hidrológico, el aumento en el arribo de nutrientes y el incremento en la productividad orgánica en los océanos.

Desde el punto de vista económico durante la ocurrencia de los eventos anóxicos oceánicos se presentaron condiciones favorables para el depósito y preservación de grandes cantidades de carbono orgánico, siendo así que muchos de los grandes reservorios de hidrocarburos de carácter mundial se encuentran primordialmente en rocas de edad Cretácica, principalmente en sedimentos marinos de edad Barremiano tardío, Albiano y en el límite Cenomaniano–Turoniano.

Desde la perspectiva científica, comprender los cambios paleoambientales globales que tuvieron lugar durante los OAEs nos proporcionará información valiosa para un mejor entendimiento del cambio climático actual y futuro. Siendo una herramienta importante para vislumbrar los estragos en los ecosistemas y como afectará esto directamente al ser humano en su desarrollo y progreso.

El estudio de las sucesiones marinas depositadas en el territorio de México durante el Cretácico es clave importante para el entendimiento de los OAEs. Particularmente durante el Cenomaniano–Turoniano, cuando tuvo lugar el OAE 2, el Mar Interior Mexicano jugó un papel decisivo en el patrón de la circulación marina ya que constituyó la zona de mezcla inicial entre la masa de agua del océano Tetis–Atlántico y el Mar Interior Occidental de Norteamérica. Por esta razón, el estudio y la caracterización en México del OAE 2 es una

oportunidad para descifrar cuestiones cruciales sobre el desarrollo de este evento anóxico y otros eventos ocurridos durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano.

En México, la mayoría de los trabajos se han enfocado en los OAEs 1a y 2. El Evento Anóxico Oceánico 1a (OAE 1a) del Aptiano temprano ha sido documentado y estudiado en sucesiones sedimentarias del Noreste de México. Este fue evidenciado por primera vez en el trabajo de [Scholle y Arthur \(1980\)](#), en las calizas pelágicas de la Sierra Madre Oriental expuestas en el Cañón Peregrina (estado de Tamaulipas) y el rancho Jacalitos (Nuevo León). Posteriormente, [Bralower \*et al.\* \(1999\)](#) y [Li \*et al.\* \(2008\)](#) también lo estudiaron en la sección de Santa Rosa (Nuevo León). Estos autores identificaron el OAE 1a en el techo de la Formación Tamaulipas Inferior y la base de la Formación La Peña. Recientemente, [Barragán \(2001\)](#) y [Núñez–Useche \*et al.\* \(2015\)](#) identificaron este evento en la Formación Cupido expuesta en la sección de la Presa Francisco Zarco (Durango).

El Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2) del intervalo Cenomaniano–Turoniano (también nombrado evento Bonarelli) ha sido reportado en el sur, centro y norte de México, siendo este el más estudiado y documentado (Fig. 1.1). Los primeros trabajos sobre este evento en México fueron los realizados en el flanco este de la Sierra Madre Oriental por [Scholle y Arthur \(1980\)](#), dentro del Cañón Peregrina en la Formación Agua Nueva. Estos autores reportaron valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  de hasta  $\sim 1.5\text{‰}$ , asociados al OAE 2. [Hernández–Romano \*et al.\* \(1997\)](#) estudiaron la transición entre las Formaciones Morelos y Mezcala en la Plataforma Guerrero–Morelos, en tres secciones estratigráficas (Barranca del Tigre, Axaxacoalco y Zotoltilán; Guerrero). Estos autores indicaron que las sucesiones de facies en las tres secciones corresponden al progresivo ahogamiento de la plataforma, atribuyendo parte del ahogamiento de ciertos sectores de la plataforma a la ocurrencia del OAE 2. [Elrick \*et al.\* \(2009\)](#) estudiaron las mismas secciones y las agregaron a su investigación de la sección Barranca el Cañón (Guerrero). Estos autores encontraron tendencias de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  de alta resolución dentro de las secciones estudiadas, las cuales coinciden con las observadas en otras secciones globales de límites Cenomaniano–Turoniano, lo cual les permitió la identificación del intervalo estratigráfico equivalente al OAE 2. [Duque–Botero y Maurrasse \(2004\)](#) y [Duque–Botero \*et al.\* \(2009\)](#) investigaron varias secciones estratigráficas de la Formación Indidura dentro de la Cuenca de Parras en el estado de Coahuila, y documentaron una anomalía positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  de hasta  $\sim 2\text{‰}$  en carbono orgánico, correlacionable con la firma isotópica del OAE 2. El trabajo más reciente en México sobre este evento es el realizado por [Núñez–Useche \*et al.\* \(2016\)](#) quienes documentaron el intervalo estratigráfico equivalente a este evento mediante la identificación por primera vez en México del cambio en la abundancia de los heterohelícidos y del evento de filamentos, ambos bioeventos asociados a la perturbación biótica global. Conjuntamente, estos autores obtuvieron una curva de la composición isotópica del azufre ( $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ ) de la pirita con los valores más bajos reportados hasta el momento para el intervalo Cenomaniano–Turoniano (valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$  de hasta  $-51.2\text{‰}$ ), evidenciando la participación de bacterias sulfato–reductoras en la formación de la pirita.

En el norte y centro de México, varias investigaciones han sugerido la presencia del OAE 2 sin documentar de manera clara la posición exacta de este evento: Por ejemplo, en los trabajos de [Ifrim \(2006, 2013, 2015\)](#); [Ifrim y Stinnesbeck \(2007, 2008\)](#); [Ifrim \*et al.\* \(2005, 2007, 2008, 2011\)](#) realizados en las lutitas negras del miembro Vallecillo de la Formación Agua Nueva (secciones de Vallecillo y Las Mitras en el Norte de Monterrey), donde documentaron un registro sedimentario continuo y altamente fosilífero, posiblemente generado a raíz del OAE 2. Cabe destacar que en el trabajo de [Ifrim \(2006\)](#) este autor buscó

## INTRODUCCIÓN

sin éxito la señal del isótopo de carbono del OAE 2 debido a la existencia de una alteración diagenética, evidenciada por una clara correlación negativa entre los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ . Por otra parte, Blanco *et al.* (2010) y Ángeles-Trigueros *et al.* (2012) describieron estructuras bacterianas en pirita sedimentaria de la Formación Agua Nueva en Xilitla, sugiriendo que los episodios de deficiencia de oxígeno en esta unidad son coetáneos con el OAE 2. Por último, Omaña (2012) y Omaña *et al.* (2013) a partir de análisis litológicos y de foraminíferos realizados en dos secciones ubicadas en la Plataforma Valles San Luis Potosí, sugirieron que esta plataforma se ahogó en el intervalo Cenomaniano–Turoniano como resultado del aumento del nivel del mar contemporáneo al OAE 2.

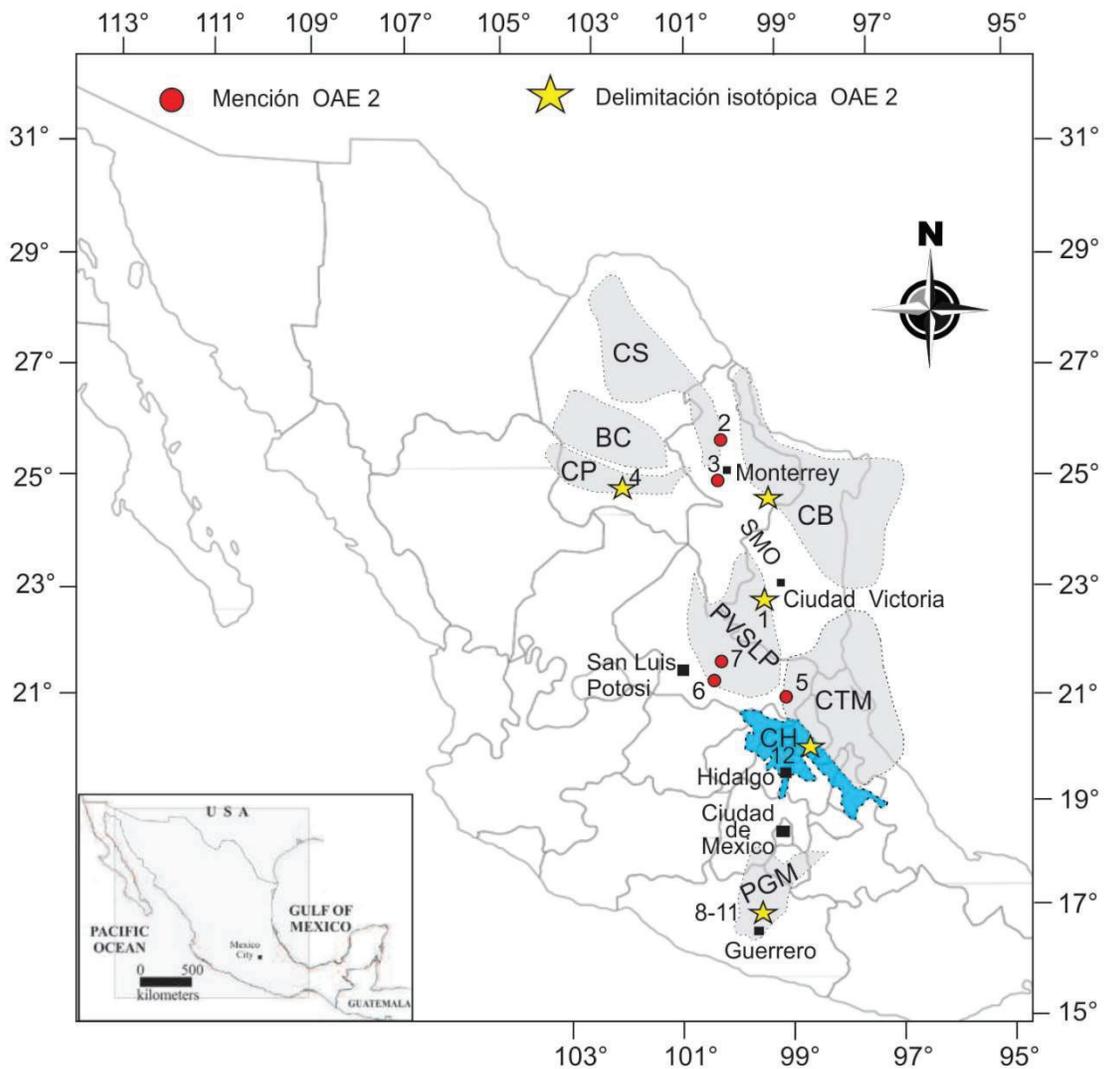


Figura. 1.1. Localidades con estudios enfocados al OAE 2 en México. 1) Cañón Peregrina, 2) Vallecillo, 3) Las Mitras, 4) Parras de la Fuente, 5) Xilitla, 6) Sierra de Álvarez, 7) Cerrito, 8) Barranca Tigre, 9) Axaxacoalco, 10) Zotoltiltan, 11) Barranca el Cañón, 12) Tlacolula. CB = Cuenca Burgos, BC = Bloque Coahuila, PGM = Plataforma Guerrero–Morelos, CP = Cuenca Parras, CS = Cuenca Sabinas, CTM = Cuenca Tampico–Misantla, PVSLP = Plataforma Valles–San Luis Potosí y CH = Cuenca Huayacocotla (polígono azul), área del presente estudio. Modificado de Núñez–Useche *et al.* (2014).

En el centro de México, la Cuenca Huayacocotla constituye un elemento paleogeográfico inexplorado en cuanto al estudio de los OAEs. La investigación aquí presentada está basada en el análisis de una sección estratigráfica (sección Tlacolula) localizada en el noreste de la Cuenca Huayacocotla (Fig. 1.2), en la que se realizó el análisis de las condiciones paleoambientales y su relación con los principales eventos de cambio global acelerado durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano. Para ello se realizó un estudio sedimentológico detallado, levantamiento de rayos gamma y un análisis de microfacies. Además, se analizaron muestras mediante diversas técnicas geoquímicas (fluorescencia de rayos X, Espectrometría de Masas de Relaciones Isotópicas, pirólisis *rock–eval*). La edad de la sección se constriñó mediante bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos y un fechamiento U–Pb en granos de circón procedentes de un estrato de bentonita. Con esos datos se obtuvieron modelos de la evolución de las condiciones paleoambientales, en los que se considera el impacto de los principales eventos de cambio global acelerado durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano.

### **1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

Mientras que a nivel global el registro y caracterización de los eventos de cambio global acelerado del Cretácico se ha realizado en varios dominios paleogeográficos, especialmente de Europa, África y Estados Unidos, en México el estudio de estos eventos se encuentra actualmente en una primera etapa de investigación, es decir, en la etapa de registro. Aún son escasos los registros isotópicos de estos eventos, y el conocimiento del impacto que estos tuvieron sobre las diversas cuencas y plataformas del territorio mexicano. Si bien el OAE 2 es el evento más estudiado en México, con un registro que se limita a 6 localidades en las que se definió isotópicamente el intervalo estratigráfico equivalente a dicho evento (Fig. 1.1), aún no se tiene una visión regional de la ocurrencia del mismo. En parte, se debe a la carencia de trabajos en otras cuencas sedimentarias. Por ejemplo, en la Cuenca Huayacocotla, centro-este de México (Fig. 1.1), las sucesiones del Cenomaniano–Coniaciano (Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva) contienen un significativo contenido de materia orgánica. Sin embargo, se desconoce la influencia que el OAE 2 y otros eventos de cambio global acelerado pudieron tener sobre las condiciones paleoambientales que dieron a lugar al depósito, acumulación y preservación de dicha materia orgánica.

### **1.2. JUSTIFICACIÓN**

El ciclo global del carbono constituye uno de los sistemas biogeoquímicos fundamentales que afectan a todos los reservorios de carbono de la superficie de nuestro planeta, con complejas interacciones que modulan e impulsan el cambio climático a diversas escalas de tiempo (Jarvis *et al.*, 2015). La variación secular en las relaciones de isótopos estables de carbono, causadas por las perturbaciones globales sirven como excelentes marcadores quimioestratigráficos que proporcionan evidencias de que los flujos entre los reservorios de carbono a nivel global han cambiado significativamente a lo largo del registro geológico (Weissert, 2018). En este sentido, el OAE 2 es una de las mayores perturbaciones globales ocurridas durante el Mesozoico, registrando condiciones de tipo invernadero, que se asocia a tasas anormalmente elevadas de enterramiento de materia orgánica. Por lo tanto, registrar y caracterizar las condiciones paleoambientales relacionadas con el OAE 2 y otros eventos de cambio global acelerado es clave para

entender y profundizar en el conocimiento sobre los mecanismos globales y locales que les dieron origen. Esta comprensión es vital considerando que, aunque las condiciones climáticas y oceanográficas del Cretácico distan claramente de las actuales, sirven como modelos potenciales para entender y comprender el impacto de las principales alteraciones del ciclo del carbono en el clima global actual que puedan ocasionar estragos en los ecosistemas y afectar a su vez al ser humano. Así mismo, el entendimiento de cómo el sistema climático ha respondido a los grandes cambios en el forzamiento climático en el pasado geológico es útil para evaluar cómo el mismo sistema climático podría responder a los grandes cambios forzados, previstos en el futuro.

En México de acuerdo con datos publicados por la [CNH \(Comisión Nacional de Hidrocarburos\)](#), en las Provincias Geológicas de Chihuahua, Sabinas, Burro–Picachos, Burgos, Tampico–Misantla y Veracruz, se han detectado diversos *plays* (Ojinaga, Maltrata y Agua Nueva–*Eagle Ford*) con potencial de aceite y gas, cuyo depósito coincidió temporalmente con la ocurrencia del OAE 2. Estas lutitas de origen marino, de considerable espesor y ricas en carbono orgánico total (COT), contienen importantes reservas de petróleo y gas húmedo (Formación Agua Nueva, Cuenca Tampico–Misantla), así como de gas húmedo y seco (Formación *Eagle Ford*, Cuenca de Burgos). La identificación y caracterización de intervalos estratigráficos ricos en materia orgánica de estas unidades y el análisis de su relación genética con el OAE 2, es por tanto clave para entender la distribución espacial de dichos niveles y su localización en el subsuelo. Esto permitiría actualizar la estimación del potencial de aceite y gas en las diversas cuencas, la identificación de áreas prioritarias y su jerarquización basados en su conocimiento y potencial. Esto es fundamental para un país como México en donde más del 90% de la energía se obtiene de combustibles fósiles ([EIA, 2015](#)) y que desde el año 2003 ha experimentado un descenso en la producción de energía.

### ***1.3. PREGUNTAS CIENTÍFICAS A RESPONDER***

Este estudio está enfocado en documentar las condiciones paleoambientales en la Cuenca Huayacocotla durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano. En este sentido se pretende responder a las siguientes preguntas científicas:

- ¿Cuáles fueron las condiciones paleoambientales y la evolución de la Cuenca Huayacocotla durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano?
- ¿Cuáles fueron los mecanismos regionales/globales que influenciaron el depósito de materia orgánica en las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva en la Cuenca Huayacocotla?
- ¿Tuvieron los eventos de cambio global acelerado ocurridos durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano (incluyendo el OAE 2), alguna influencia en las condiciones paleoambientales durante dicho lapso en la Cuenca Huayacocotla? Si fue así, ¿de qué manera impactaron estos eventos en las condiciones paleoambientales?
- ¿Se presentaron condiciones anóxicas, dentro de la Cuenca Huayacocotla para el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano y en especial durante el lapso de ocurrencia del OAE 2?

## 1.4. HIPÓTESIS

### Hipótesis metodológica

Los rasgos sedimentológicos y las variaciones petrológicas y geoquímicas (composición elemental e isotópicas) de las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva en la Cuenca Huayacocotla estuvieron controladas por las condiciones paleoambientales (nivel de energía, condiciones redox, productividad marina, condiciones climáticas, entre otras). Por lo tanto, las características petrográficas y geoquímicas de estas unidades proveen información sobre dichas condiciones y su evolución a través del tiempo.

### Hipótesis científica

Las condiciones paleoambientales en la Cuenca Huayacocotla durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano estuvieron controladas tanto por factores regionales/locales (como el vulcanismo y el levantamiento de la Sierra Madre Oriental), como globales (principalmente por los eventos de cambio global acelerado, incluyendo el OAE 2). Estos factores causaron el aumento en la producción y preservación de materia orgánica que se observa en las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva.

## 1.5. OBJETIVOS

### General

Reconstruir las condiciones paleoambientales en la Cuenca Huayacocotla durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano, a partir del análisis estratigráfico, petrográfico y geoquímico de las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva en la sección Tlacolula.

### Específicos

1. Registrar los principales eventos de cambio global acelerado, ocurridos en el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano.
2. Determinar la influencia de los principales eventos de cambio global acelerado ocurridos en el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano en las condiciones paleoambientales de la Cuenca Huayacocotla.
3. Inferir el origen de la materia orgánica depositada en la Cuenca Huayacocotla durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano, a partir del estudio de *rock-eval* pirólisis.
4. Reconstruir condiciones de oxidación y reducción durante el intervalo Cenomaniano tardío–Coniaciano en la Cuenca Huayacocotla.
5. Interpretar las condiciones climáticas durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano en la Cuenca Huayacocotla.

1.6. LOCALIZACION DEL ÁREA DE ESTUDIO

La sección estudiada se sitúa en el poblado de Tlacolula, al noreste del estado de Hidalgo, en el centro de México, en las coordenadas geográficas 20° 49' 03" de latitud norte y 98° 30' 15.4" de longitud oeste. Esta sección está conformada por las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva, y estructuralmente se encuentra en el sinclinal Apachitla, situado dentro de la Cuenca Huayacocotla (Fig. 1.2).

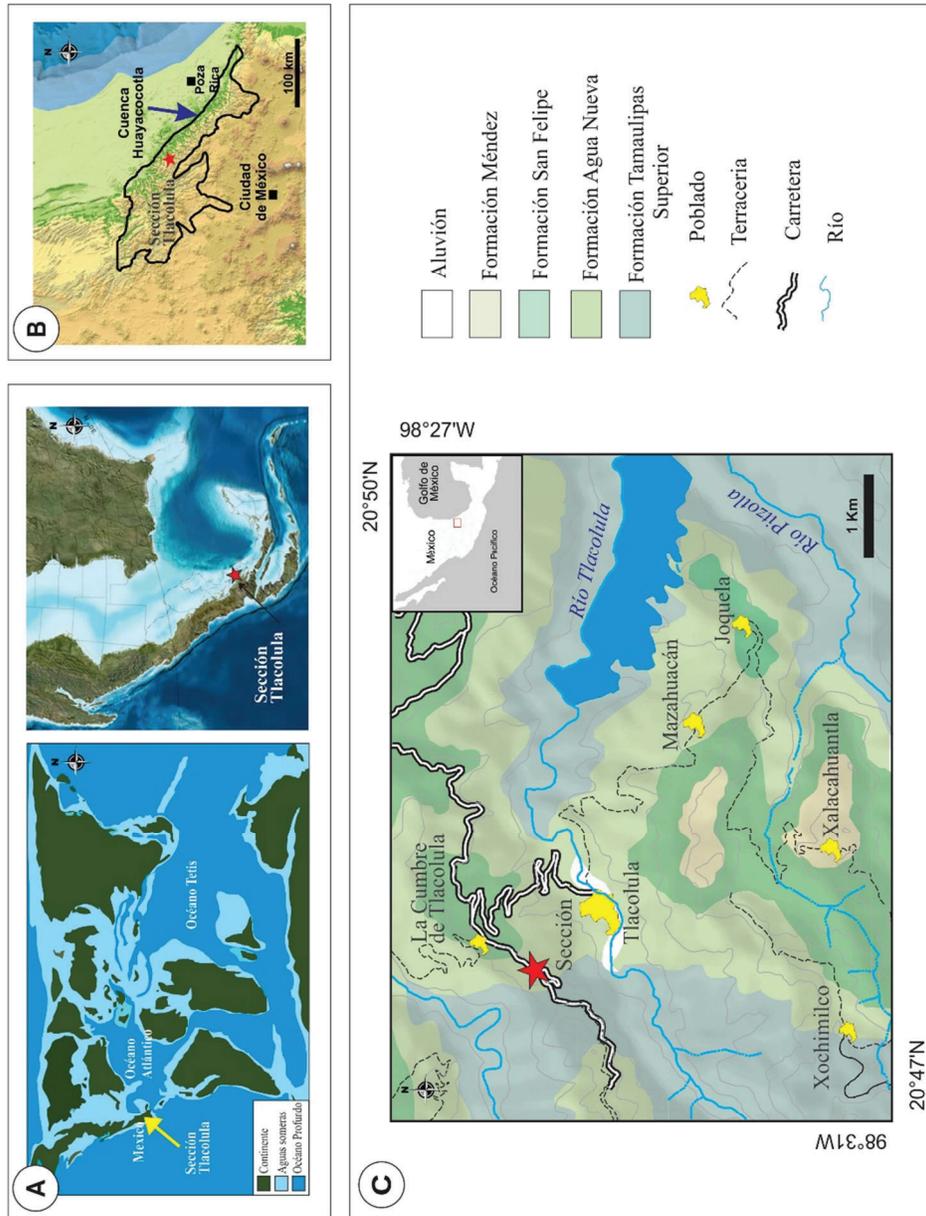
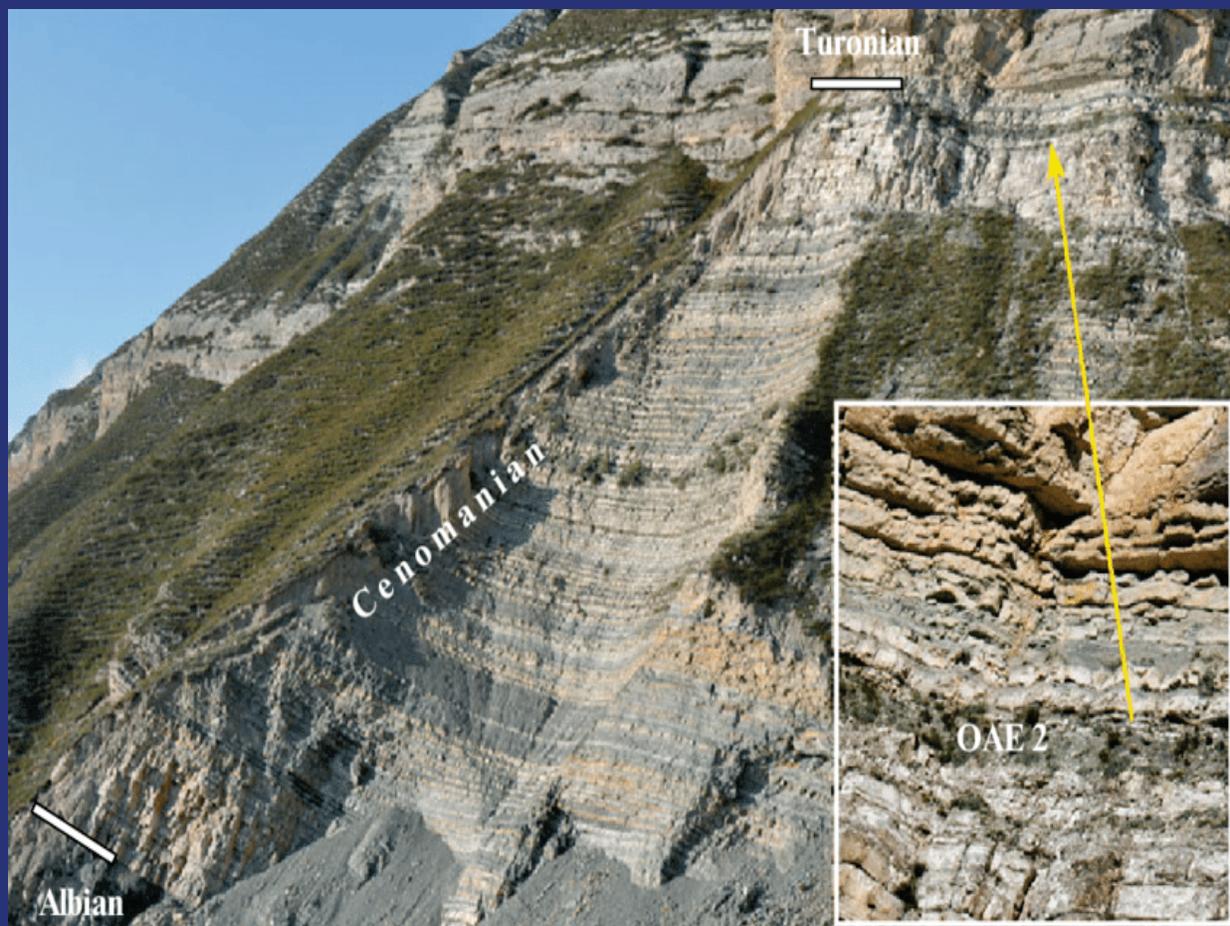


Figura. 1.2. Localización paleogeográfica y ubicación actual del área de estudio. (A) reconstrucción paleoceanográfica global del Cenomaniano superior–Coniaciano y del Norte y centro de América (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/>); (B) se muestra la ubicación actual de la Cuenca Huayacocotla, modificado de Martínez-Yañez *et al.*, 2017; (C) mapa geológico mostrando la ubicación de la sección estudiada, modificado de la Carta geológica minera, F14-D52, 1:50000, SGM, 2005.



El OAE 2 expuesto en la cuenca del Cáucaso oriental, Georgia (sección Aimaki), Gavrilov et al., 2013

## CAPÍTULO

# 2

# ANTECEDENTES Y GENERALIDADES

Azucena Colín Rodríguez  
Tesis de maestría

El Cretácico es el último periodo de la era Mesozoica, inició hace 145 Ma y terminó hace 66 Ma (Cohen *et al.*, 2013). Fue un periodo durante el cual los niveles eustáticos del mar alcanzaron máximos entre 170-280 m por encima del nivel actual del mar, lo que produjo la expansión de mares someros sobre los continentes (Haq, 2014). Por otra parte, los polos estuvieron libres de hielo perenne (Hay, 2009) y se desarrollaron varios orógenos importantes, (por ejemplo, el orógeno de Sevier en Estados Unidos y el orógeno mexicano en México), aunque se cree que no existió un relieve montañoso tan alto como el actual (por ejemplo, el Himalaya), lo que permitió un acrecentamiento de los vientos zonales (Hay, 2009). Además, estuvo marcado por la ocurrencia de intensos eventos de cambio global acelerado que causaron grandes perturbaciones en el sistema litosfera–océano–atmósfera (Jenkyns, 2003; Weissert y Erba, 2004; Föllmi *et al.*, 2006; Föllmi, 2012; Haq, 2014; Erba *et al.*, 2015). Estos eventos quedaron registrados en los sedimentos, ya que ocasionaron importantes transformaciones de la flora y la fauna, y de los ciclos evolutivos de varios organismos, cambios en las concentraciones de isótopos estables y en la abundancia de elementos traza, así como alteraciones en el ciclo sedimentario y la tasa de acumulación de sedimentos (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Núñez–Useche, 2016b). De ellos, los más estudiados por su impacto global son los denominados Eventos Anóxicos Oceánicos (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Jenkyns, 1980; Arthur *et al.*, 1987, 1990; Sliter *et al.*, 1993; Erbacher *et al.*, 1996; Bralower *et al.*, 1999; Jones y Jenkyns, 2001; Jenkyns, 2010), los cuales tuvieron una duración usualmente menor a 1 millón de años, ocurrieron de forma sincrónica en todas las cuencas oceánicas y se asocian a marcadas perturbaciones en el ciclo del carbono.

## 2.1. EVENTOS ANÓXICOS OCEÁNICOS

El concepto de los Eventos Anóxicos Oceánicos se introdujo hace más de 40 años por Schlanger y Jenkyns (1976). Estos autores encontraron en diversas cuencas marinas sedimentos ricos en materia orgánica de la misma edad, los cuales asociaron a la ocurrencia de condiciones anóxicas globales. Actualmente se sabe que la mayoría de estos eventos tuvieron lugar durante el lapso Aptiano–Santoniano, presentaron un carácter global y/o suprarregional, y se caracterizaron por una corta duración (<1 Ma) (Fig. 2.1). Aunque actualmente existe un amplio debate sobre el mecanismo que les dio origen a estos eventos, parece existir un consenso sobre la causa primaria que los desencadenó. Este mecanismo es el incremento en la actividad volcánica tanto en los límites de las placas como en el interior de las mismas (Skelton *et al.*, 2003; Snow *et al.*, 2005; Adams *et al.*, 2010; Erba *et al.*, 2015).

Aunque el rompimiento de Pangea inició a finales del Triásico, durante el Cretácico se produjo el surgimiento de extensas dorsales con expansión rápida entre los bloques continentales. Esto generó un marcado aumento en la producción de corteza oceánica a partir del Aptiano y se mantuvo así por cerca de 40 millones de años (Fig. 2.1). Según Skelton *et al.* (2003), la producción de corteza oceánica se duplicó hasta  $35 \times 10^6$  km<sup>3</sup>/Ma. Además de este vulcanismo masivo, también ocurrió actividad volcánica submarina asociada al emplazamiento y construcción de las Grandes Provincias Ígneas (LIPs), principalmente en el océano Pacífico. Estas corresponden a emplazamientos masivos de roca intrusiva y extrusiva (incluyendo flujos basálticos continentales y mesetas oceánicas) que surgieron durante un período geológicamente corto (unos pocos millones de años), relacionados con las plumas del manto emergente y de fusión en la etapa inicial de la actividad de un punto caliente (Coffin y Eldholm, 1994; Ernst y Buchan, 2002; Coffin y Eldholm, 2005). Durante el Cretácico, se formaron varias mesetas oceánicas, incluida: la

meseta de Ontong Java, Albiano temprano (Tarduno *et al.*, 1991; Mahoney *et al.*, 1993; Fitton y Godard, 2004), la meseta de Kerguelen, Aptiano temprano (Duncan, 2002; Frey *et al.*, 2000), y la meseta Caribe–Colombia, límite Cenomaniano–Turoniano (Sinton *et al.*, 1998; Adams *et al.*, 2010) (Fig. 2.1).

De acuerdo con diversos autores, el incremento en el vulcanismo global liberó enormes cantidades de CO<sub>2</sub>, (concentración atmosférica de más de 3500 ppm de CO<sub>2</sub>, Bice *et al.*, 2006), lo que causó un drástico incremento en la temperatura oceánica y atmosférica. La superficie del mar registró temperaturas mucho más altas que las actuales, alcanzando un máximo de ~42° C (10–18 ° C en zonas polares, 32–34 ° C en zonas tropicales, Bice *et al.*, 2006; Hay y Floegel, 2012). Aunado a esto, ocurrió un débil gradiente latitudinal de la temperatura y ausencia de masas de hielo en los polos (Takashima *et al.*, 2006). Dicho aumento de la temperatura de la masa de agua trajo consigo una menor solubilidad del oxígeno, así como estancamiento y anoxia de la masa de agua global. Por otro lado, los altos niveles de CO<sub>2</sub> se tradujeron en un clima más cálido y húmedo (Hay *et al.*, 2009), que intensificó la meteorización biogeoquímica de las rocas continentales, lo que conllevó a un mayor arribo de material detrítico y nutrientes a las cuencas (Jones y Jenkyns, 2001; Weissert y Erba, 2004). A su vez, esto disparó la alta productividad primaria en la superficie marina y una mayor producción de materia orgánica. La descomposición de la materia orgánica en exceso disminuyó la concentración de oxígeno en la masa de agua intermedia y ocasionó el surgimiento y expansión de las zonas de mínimo oxígeno (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; Irfim, *et al.*, 2011).

La intensa actividad volcánica, principalmente asociada a la formación de las Grandes Provincias Ígneas, introdujo grandes volúmenes de metales al océano (por ejemplo, Ba, Hg, Ag, Pb, Au, Cd, Co, Cu, Cr, Fe, Ni, Sc, Se y Zn) (Rubin, 1997; Snow, 2003; Snow y Duncan, 2005; Erba *et al.*, 2015). Una vez incorporados, estos secuestraron el oxígeno disponible para oxidarse, lo cual también contribuyó en la generación de condiciones anóxicas globales. Por otro lado, algunos de los metales liberados fueron nutrientes y llegaron a la superficie marina en forma de plumas de agua caliente y de menor densidad, las cuales fueron redistribuidas por las corrientes oceánicas, elevando los niveles nutricionales marinos. No solo las plumas asociadas al vulcanismo marino aportaron nutrientes a los océanos, sino también el vulcanismo continental, a través de la dispersión de cenizas volcánicas, el cual incluso pudo haber fertilizado los océanos directamente al aumentar considerablemente el suministro de nutrientes como P y Fe (Anbar y Knoll, 2002; Erba *et al.*, 2015).

Los OAEs afectaron extensas áreas oceánicas, en una variedad paleobatimétrica que incluyó ambientes marinos costeros, marinos abiertos y mares epicontinentales. En la mayoría de los casos, los depósitos asociados con los OAEs se relacionan con excursiones positivas de  $\delta^{13}\text{C}$  y un alto enriquecimiento en sulfuros formadores de metales trazas y metales sensibles a las condiciones oxido–reducción (Brumsack, 2006). Los OAEs que causaron un cambio bioquímico importante en el océano mesozoico incluyen: 1) el evento Posidonienschiefer del Toarciano temprano (T–OAE, 183 Ma), 2) el evento Selli del Aptiano temprano (OAE 1a, 120 Ma), 3) el evento Paquier del Albiano temprano (OAE 1b, 111 Ma), y el evento Bonarelli del intervalo Cenomaniano–Turoniano (OAE 2, 93 Ma), además de otros eventos menos estudiados (por ejemplo los eventos del Turoniano tardío y el OAE 3), pero no menos importantes (Fig. 2.1).

## ANTECEDENTES Y GENERALIDADES

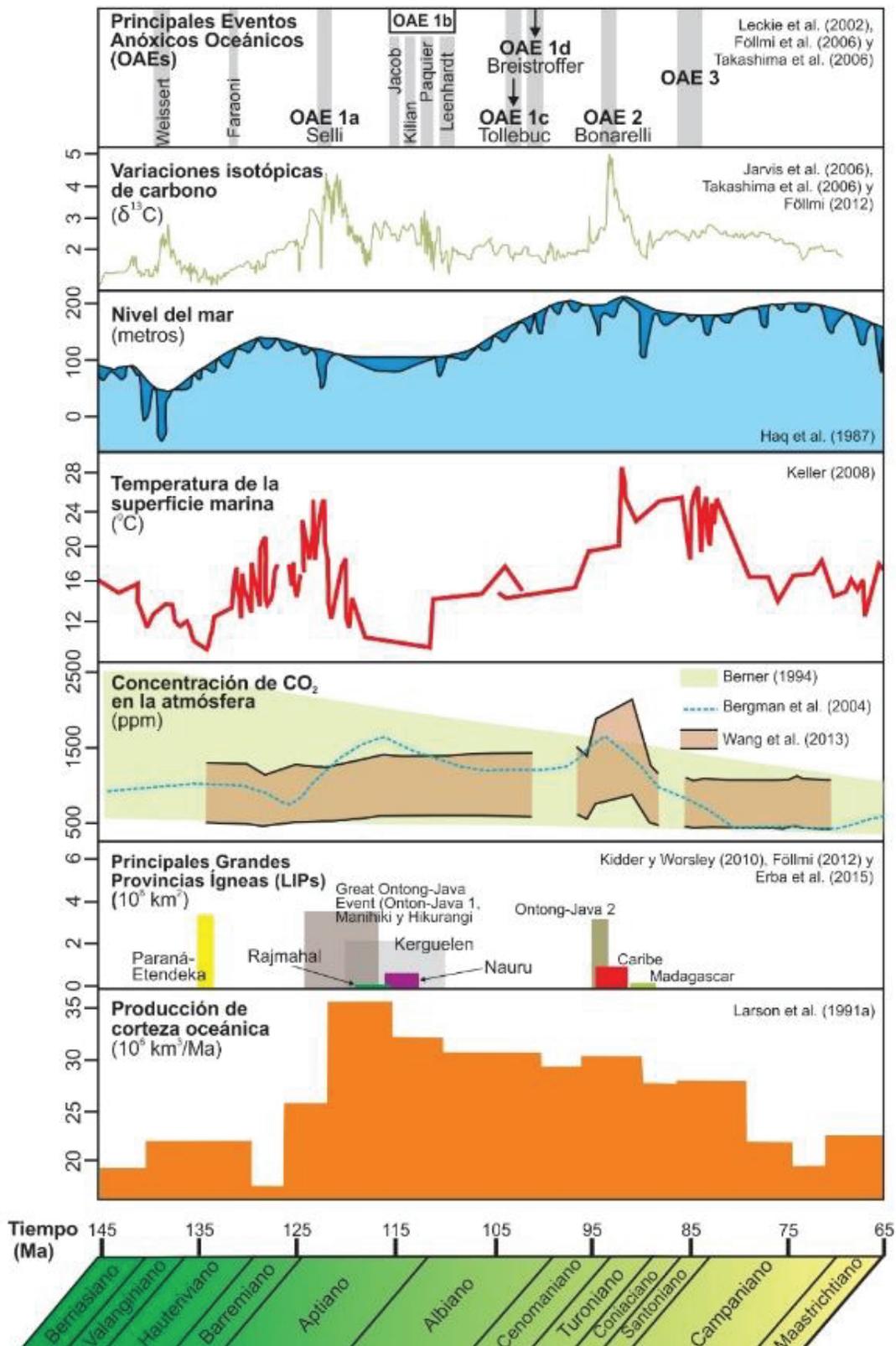


Figura. 2.1. Principales cambios en las diferentes geosferas durante el Cretácico y eventos anóxicos. Tomado de Núñez–Useche (2016b).

## 2.2. EVENTOS REGISTRADOS DURANTE EL LAPSO CENOMANIANO–CONIACIANO

Los episodios de cambio global acelerado que causaron profundos cambios bioquímicos durante el lapso Cenomaniano–Coniaciano y que quedaron registrados en la firma isotópica del  $\delta^{13}\text{C}$  incluyen: 1) el evento del límite Albiano/Cenomaniano, 2) los eventos I – III del Cenomaniano temprano, 3) el evento *Beds Virgatus*, 4) el evento *Med-dixonii*, 5) evento I Cenomaniano–medio, 6) el evento P/B *Break*, 7) evento II Cenomaniano–medio, 8) el evento *Jukes–Browe*, 9) el evento *Beds Amphidonte*, 10) el evento *Monument*, 11) el evento Bonarelli (OAE 2), 12) el evento Holywell, 13) el evento Lulworth, 14) el evento Round Down, 15) el evento *Low–woollgari*, 16) el evento *Glynde*, 17) el evento ‘Pewsey’, 18) los eventos de *Lower* y *Upper Southerham*, 19) el evento *Caburn*, 20) el evento *Bridgewick*, 21) el evento Hitch Wood, 22) el evento *Navigation* del límite Turoniano–Coniaciano, 23) el evento *Beeding*, 24) el evento *Light Point*, 25) el evento *East Cliff*, 26) el evento *White Fall* y 27) el evento *Kingsdown* (Jarvis *et al.*, 2006), Fig. 2.2.

De estos, son dos los de mayor relevancia: 1) el evento Bonarelli, el cual es el segundo episodio de cambio global acelerado más dramático del Cretácico y el más estudiado después del OAE 1a (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; Schlanger *et al.*, 1987; Arthur *et al.*, 1990; Luciani y Cobianchi, 1999; Keller *et al.*, 2001; Jarvis *et al.*, 2002; Erbacher *et al.*, 2005; Mort *et al.*, 2007; Elrick *et al.*, 2009; Hetzel *et al.*, 2009; Gebhardt *et al.*, 2010; Jenkyns, 2010; Westermann *et al.*, 2010; Jarvis *et al.*, 2011; Meyers *et al.*, 2012); y 2) el evento Hitch Wood, que es el evento con la mayor excursión positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  dentro del Turoniano (Gale, 1996; Jarvis *et al.*, 2006; Joo *et al.*, 2014; Jarvis *et al.*, 2015; Jones *et al.*, 2018), pero uno de los menos reportados y estudiados (Fig. 2.2).

### 2.3. EVENTO BONARELLI (OAE 2)

El evento Bonarelli también denominado evento anóxico oceánico 2 (OAE 2) del intervalo Cenomaniano–Turoniano (93.8–93.5 Ma). Es uno de los episodios más extraordinarios de cambio global acelerado que se han producido en el Cretácico y es uno de los más estudiados (Núñez–Useche, 2016b), debido a una interrupción dramática en el ciclo global del carbono caracterizado por la acumulación generalizada de sedimentos ricos en carbono orgánico a través de mecanismos complejos (Scholle y Arthur, 1980; Schlanger *et al.*, 1987; Jarvis *et al.*, 1988; Gale *et al.*, 1993; Jenkyns *et al.*, 1994). Las hipótesis más aceptadas sobre los mecanismos que originaron el OAE 2 incluyen; 1) la liberación de grandes cantidades de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera a través de un incremento en la actividad volcánica masiva, debido a el emplazamiento de la provincia ígnea de la meseta del Caribe–Colombia (93–94 Ma), 2) el aumento en las tasas de expansión del fondo marino asociado con un mayor flujo de actividad hidrotermal (Snow y Duncan 2005). Los cuales a su vez estuvieron asociados a importantes cambios del nivel del mar (Haq, 2014). Estos mecanismos favorecieron el calentamiento global, acelerando así el ciclo hidrológico, lo que incrementó la escorrentía continental y el suministro de nutrientes a las aguas superficiales.

Algunos autores argumentan que el incremento en el suministro de nutrientes a los océanos es la potencial causa de una alta productividad primaria, que favoreció el enterramiento acelerado de grandes cantidades de materia orgánica marina, que condujo a un agotamiento de oxígeno en el fondo oceánico. El agotamiento de oxígeno a su vez se vio favorecido por una baja circulación de agua marina, originada por una marcada

estratificación termohalina de la columna de agua (Erbacher *et al.*, 2001), propiciando así condiciones anóxicas–disóxicas en distintas cuencas marinas del Tetis–Atlántico (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980; Arthur *et al.*, 1990). Sin embargo, cada vez aparecen más evidencias de la ocurrencia de condiciones oxigenadas (Tsikos *et al.*, 2004; Bomou *et al.*, 2013) particularmente en el Mar Interior Occidental de Norteamérica (Eldrett *et al.*, 2014), esta oxigenación del fondo oceánico, se vio reflejada en el registro sedimentario con un notable aumento de foraminíferos bentónicos (“Zona Bentónica”), Eldrett *et al.* (2017).

Los sedimentos marinos asociados al OAE 2 del intervalo Cenomaniano–Turoniano presentan, características especiales tanto litológicas, geoquímicas y bioestratigráficas que lo definen. En las múltiples publicaciones realizadas sobre este evento, se han aplicado diversas estrategias *multi-indicador* de alta resolución, para proporcionar niveles de referencia precisos que pueden correlacionarse globalmente y que contribuyan al entendimiento de este evento. A continuación, se exhibe un breve resumen de los principales indicadores de carácter global utilizados en el presente estudio para la identificación y caracterización del OAE 2.

### 2.3.1. Firma isotópica positiva de $\delta^{13}C$

El OAE 2 se caracteriza por una marcada excursión positiva de  $\delta^{13}C$ , la cual ha sido registrada mundialmente tanto en roca total como en materia orgánica (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Jenkyns *et al.*, 1994; Jarvis *et al.*, 2006; Takashima *et al.*, 2010), con valores reportados en roca total de hasta más de +5‰ (Schlanger *et al.*, 1987) (Fig. 2.3). La excursión positiva de carbono marca un periodo de alta productividad primaria asociada con la generación y enterramiento de materia orgánica (Jarvis *et al.*, 2006; Núñez–Useche *et al.*, 2016). En el registro sedimentario se manifestó por el depósito de sedimentos oscuros enriquecidos en materia orgánica, que han sido documentados en el registro estratigráfico en la mayoría de las localidades conocidas, en el oeste de Tetis, en el Atlántico central y en el Mar Interior Occidental de Norteamérica, (Schlanger *et al.*, 1987; Coccioni y Luciani, 2005; Jarvis *et al.*, 2006; Hetzel *et al.*, 2009; Jenkyns, 2010; Westermann *et al.*, 2010) reportando valores entre 1% hasta ~ 25% de carbono orgánico total (COT).

### 2.3.2. Bioeventos evolutivos y de extinción

De manera general el Cretácico incluida la transición del Cenomaniano–Turoniano (intervalo de ocurrencia del OAE 2), se define de manera estratigráfica por zonas de ammonitas e inocerámidos que proporcionan determinaciones confiables de la edad, sin embargo, ninguno de estos organismos tiene una distribución de carácter mundial. En contraste, los foraminíferos planctónicos presentan una amplia distribución y son excelentes herramientas de correlación global (Keller *et al.*, 2001). Además, debido a que son organismos sensibles a los cambios climáticos, proporcionan información valiosa de las condiciones de estrés (temperatura, profundidad del tirante de agua, índices de productividad, etc.), del medio ambiente en el que vivían (Caron, 1983).

La sucesión de especies de foraminíferos planctónicos, desde su primera aparición durante la mitad del Jurásico hasta el Paleógeno, muestra un doble ritmo evolutivo, relacionado con diferentes condiciones ecológicas. Un primer grupo consiste en especies de **estrategia k** (especies de equilibrio), que se caracterizan por presentar grandes formas trocospirales, con presencia de quilla, con morfotipos complejos y largos ciclos de reproducción (Caron,

1983; Grosheny y Malartre, 1997; Keller *et al.*, 2001; Caron *et al.*, 2006; Robaszynski *et al.*, 2010), los cuales definen períodos caracterizados por aguas bien oxigenadas con bajos niveles de nutrientes, que permiten una diversificación reducida y el desarrollo de morfotipos más sofisticados. El segundo grupo está compuesto por formas trocospirales globulares y biseriales, con morfotipos pequeños y simples, menos evolucionados, **estrategia r** (especies oportunistas), que vivían principalmente en la columna de agua superior, con altos niveles de nutrientes (Caron, 1983; Grosheny y Malartre, 1997; Keller *et al.*, 2001).

Aunque en años recientes estos términos de **estrategia r** (especies oportunistas) y **k** (especies de equilibrio) han caído en desuso principalmente en estudios de ecología moderna, su uso en la literatura referente a los bioeventos de la transición Cenomaniano-Coniaciano aún sigue vigente (Keller *et al.*, 2001; Keller *et al.*, 2002; Armstrong, y Brasier, 2004; Keller y Pardo, 2004; Caron *et al.*, 2006; Jarvis *et al.*, 2006; Hudson, 2007; El Baz y Khalil, 2019), por lo cual en el presente trabajo se plantea utilizar esta subdivisión. En la actualidad los términos más correctos para definir estas estrategias son por ejemplo los términos de: historia de vida lenta (**estrategia k**) e historia de vida rápida (**estrategia r**) (Reynolds 2003; Jeschke y Kokko, 2009).

El intervalo que marca el inicio y el final del OAE 2 está diferenciado por tres zonas de foraminíferos planctónicos en el siguiente orden:

### ***Rotalipora cushmani* – Zona de Rango Total (TRZ)**

Esta zona está definida entre la primera y última aparición de *Rotalipora cushmani*, (Borsetti, 1962).

Los primeros morfotipos carinados del género *rotalipora* aparecieron a finales del Albiano (*Rotalipora ticinensis*) y evolucionaron rápidamente durante el Cenomaniano (*Rotalipora apenninica*, *Rotalipora reicheli*, *Rotalipora cushmani*). Estos organismos de acuerdo con su ritmo evolutivo (**estrategia k**), dominaron en mares cálidos y profundos (aguas bien oxigenadas). La extinción de *Rotalipora cushmani* marca el último representante de este género y el límite superior de la biozona con el mismo nombre. Muchos estudios han demostrado que su extinción puede ser sincrónica a nivel mundial y marcar así el inicio del OAE 2 (Jarvis *et al.*, 1988; Paul *et al.*, 1999; Westermann *et al.*, 2010; Robaszynski *et al.*, 2010).

### ***Witinella archaeocretacea* – Zona de alcance parcial (PRZ)**

Esta zona está definida entre la última aparición de *Rotalipora cushmani* y la primera aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica*, (también llamada la zona con grandes globigerínidos) (Bolli, 1966).

Esta zona presenta comúnmente especies de **estrategia r** (Witinellas, Muricohedbergellas, Psedoclavhedbergellas, Heterohelicidos entre otros) las cuales habitaban en la columna superior del agua en condiciones de alto estrés, con altos niveles de nutrientes. Esta zona comprende el estricto intervalo del límite Cenomaniano–Turoniano, es decir comprende el mayor desarrollo del OAE 2 (Luciani y Cobianchi, 1999; Gebhardt *et al.*, 2010; Robaszynski *et al.*, 2010).

## ANTECEDENTES Y GENERALIDADES

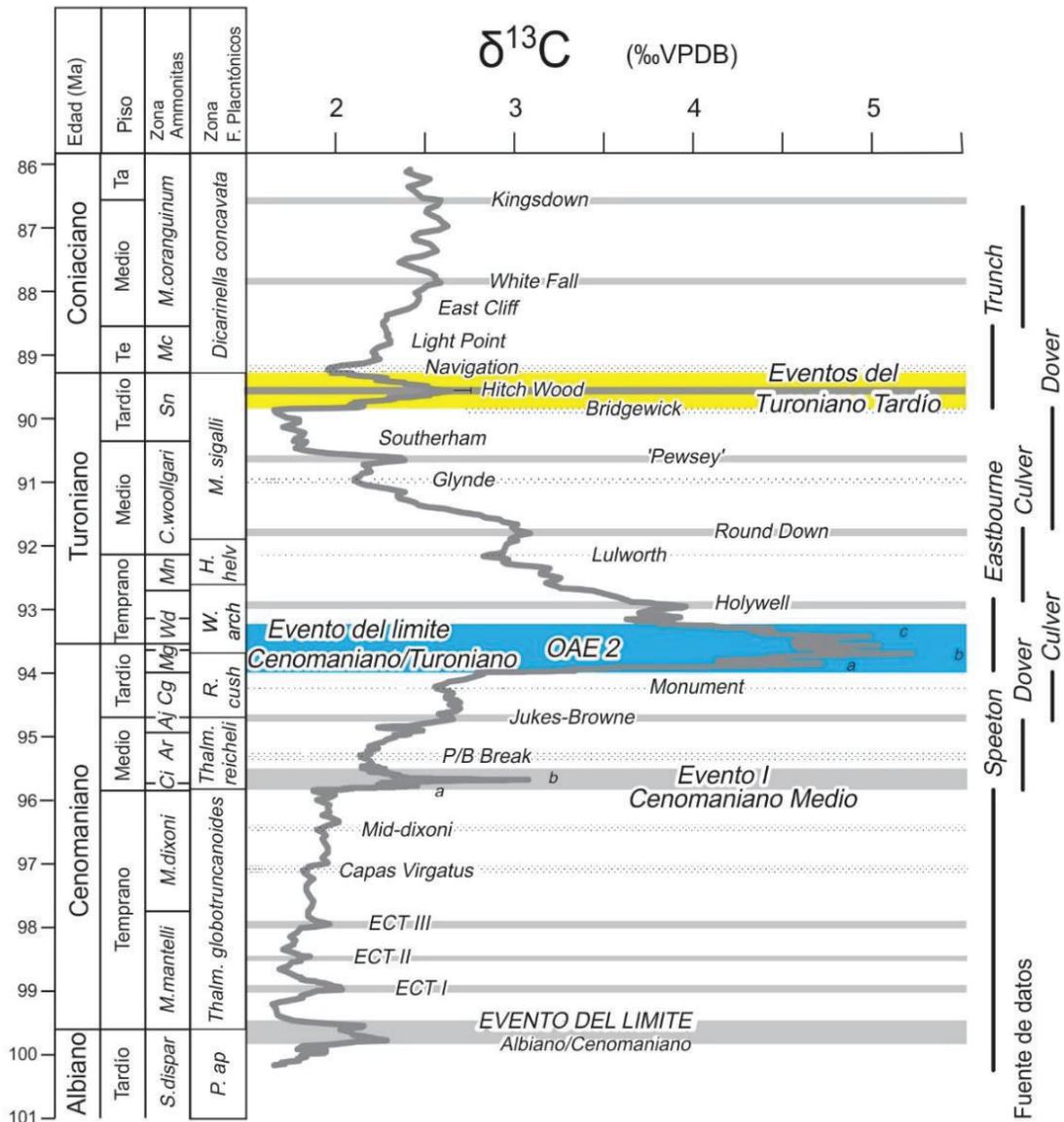


Figura. 2.2. Curva de referencia de isótopos de carbono para el lapso Cenomaniano–Coniaciano. Tomada de [Jarvis et al. \(2006\)](#). Se indican las posiciones de los eventos de isótopos positivos (grises) y negativos (punteados). ECT = eventos del Cenomaniano temprano I, II y III; Te = Temprano; Ta = Tardío; Ci = *Cunningtoniceras inerme*; Ar = *Acanthoceras rhotomagense*; Aj = *A. jukesbrownei*; Cg = *Calycoceras guerangeri*; Mg = *Metoicoceras geslinianum*; Nj = *Neocardioceras juddii*; Wd = *Watinoceras devonense*; Fc = *Fagesia catinus*; Mn = *Mammitas nodosoides*; Sn = *Subprionocyclus neptuni*; Mc = *Micraster cortestudinarium*; Us = *Uintacrinus socialis*; M = *Marsupitas*; Op = *Pilula offaster*; Pap = *Parathalmanniella appenninica*; R. cush = *Rotalipora Cushmani*; W. arch = *Witinella Archaeocretacea*; H. helv = *Helvetoglobotruncana helvética*.

### *Helvetoglobotruncana helvetica* – Zona de Rango Total (TRZ)

Esta zona está definida por la primera y última aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1945).

La zona de *Helvetoglobotruncana helvetica* marca el retorno pausado de los foraminíferos quillados de **estrategia k**: Marginotruncanidos (*Marginotruncana coronata*, *Marginotruncana rezi*, *Marginotruncana marginata*) que a su vez se asocia con un aumento en la diversificación de los foraminíferos planctónicos (Omaña–Pulido, 2012) y la culminación del OAE 2 hacia su base.

Cabe destacar que además de los eventos evolutivos y de extinción de los foraminíferos planctónicos, hay otros bioeventos, que son comúnmente reconocidos dentro de la transición Cenomaniano–Turoniano. De estos, son tres los más documentados y estudiados por estar estrechamente relacionados con el OAE 2: evento de *heterohelix*, evento de filamentos y el evento de radiolarios (Keller *et al.*, 2004; Coccioni y Luciani, 2004; Caron *et al.*, 2006; Robaszynski *et al.*, 2010; Negra *et al.*, 2011; Kędzierski *et al.*, 2012; Bomou *et al.*, 2013; Denne *et al.*, 2014). A continuación, se hace una breve descripción de cada uno de estos eventos en orden de aparición:

#### Abundancia de heterohelicidos.

Los heterohelicidos se consideran taxones oportunistas (**estrategia r**), tolerantes a condiciones ambientales inestables, causadas por cambios rápidos en la temperatura, la salinidad o el nivel de nutrientes. La abundancia de heterohelicidos es considerado por diversos autores, como un buen indicador de estrés paleoambiental. En torno a el OAE 2 el pico de abundancia de *Heterohelix*, ha sido reportado por encima de la última aparición de *R. cushmani*, por debajo del límite Cenomaniano–Turoniano, dentro de la Zona de *W. archaeocretacea* (Keller *et al.*, 2001; Caron *et al.*, 2006; Jarvis *et al.*, 2006; Robaszynski *et al.*, 2010; Kędzierski *et al.*, 2012; Núñez–Useche *et al.*, 2016). En contraste Desmares *et al.*, 2007 y Bomou *et al.*, 2013, lo identificaron por debajo de la última aparición de *R. cushmani*, en la Zona *R. cushmani*, asociado al primer pico positivo de la excursión de  $\delta^{13}\text{C}$ , (Fig. 2.3).

#### Dominio de radiolarios

El dominio relativo de radiolarios sobre otros microorganismos se ha interpretado hasta ahora, como el comienzo de la renovación de aguas ricas en nutrientes y podría utilizarse como un indicador de un aumento en la profundidad del agua (Coccioni y Luciani, 2004; Caron *et al.*, 2006; Kędzierski *et al.*, 2012). La presencia de dominio de radiolarios dentro de las rocas depositadas durante el OAE 2, es muy común y a veces estéril totalmente de foraminíferos planctónicos (Coccioni y Luciani, 2005). Por lo general, el pico de abundancia de radiolarios precede al evento de *Heterohelix* (por ejemplo, Caron *et al.*, 2006), mientras que en las demás zonas claramente dominan los foraminíferos de tipo planctónico (Coccioni y Luciani, 2005), Fig. 2.3.

#### Evento de filamentos

Se considera que los filamentos conservados en rocas sedimentarias y observados en láminas delgadas de rocas, representan la fase inicial de larvas en la vida de los bivalvos, que durante el OAE 2, invadieron las aguas ricas en nutrientes y luego de acuerdo con su ciclo de vida, migraron hacia aguas más profundas, donde se encontraron con una zona de mínimo oxígeno, muriendo antes de alcanzar la madurez (Keller *et al.*, 2004; Robaszynski

*et al.*, 2010; Kędzierski *et al.*, 2012). El denominado evento de filamentos, está caracterizado por un pico en la acumulación de estos (30–40% de los aloquímicos) (Núñez–Useche *et al.*, 2016). Se han documentado concentraciones de filamentos en varios sitios del antiguo océano del Tetis–Atlántico y en el Mar Interior Occidental de Norteamérica (Caron *et al.*, 2006; Desmares *et al.*, 2007; Robaszynski *et al.*, 2010; Westermann *et al.*, 2010; Negra *et al.*, 2011; Bomou *et al.*, 2013). Este evento ha sido muy debatido; por una parte, Caron *et al.* (2006) señalaron que el evento de filamentos, se produce justo por encima del límite inferior de la Zona *W. devonense* (Zona de *W. archaeocretacea*), por encima del límite Cenomaniano–Turoniano, además estos autores sugirieron que el evento puede ser útil para señalar el intervalo del OAE 2 en ausencia de marcadores de amonitas (Fig. 2.3). En contraste, Desmares *et al.* (2007) observaron una aparición de filamentos, en asociación con el restablecimiento de foraminíferos planctónicos quillados, por encima de la zona de *W. archaeocretacea*, en la base de la *H. helvetica*, por lo que sugieren que el evento de filamentos puede no depender del agotamiento de oxígeno en la columna de agua. Denne *et al.* (2014) identificaron ambos eventos en el sur de Texas y los denominaron evento 1a y evento 2. Para fines prácticos en el presente estudio se hará mención a estos dos eventos como evento 1a y evento global del límite Cenomaniano–Turoniano (evento 2).

#### Relación entre las variaciones isotópicas de carbono y los bioeventos

La excursión isotópica de carbono que caracteriza al OAE 2 presenta una estructura definida por la presencia de picos isotópicos menores y mesetas que han sido descrita por varios autores (Fig. 2.3). Además, dicha estructura ha sido relacionada con el registro de los diferentes bioeventos (Caron *et al.*, 2006; Jarvis *et al.*, 2006; Westermann *et al.*, 2010; Bomou *et al.*, 2013). De la base a la cima de la excursión ocurre:

- Meseta: zona con valores isotópicos estables (Fig. 2.3).
- Pico “a”: gran aumento en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (valores reportados de hasta  $\sim +5.4\%$  de  $\delta^{13}\text{C}$ ), que coincide con la última aparición de *Rotalipora cushmani* (señala el inicio del OAE 2) (Fig. 2.3).
- Pico “b”: asociado con un pico de máxima abundancia de *Heterohelix*, limitado por la presencia del evento 1a de filamentos. Este pico se encuentra dentro de la biozona de *Witinella archaeocretacea* y es considerado el pico más representativo del OAE 2 (Jarvis *et al.*, 2006) (Fig. 2.3).
- Pico “c”: pico menos distintivo, que puede estar acompañado del evento global del límite Cenomaniano–Turoniano de filamentos. Este pico ha sido reportado en la cima de la zona de *Witinella archaeocretacea* (Caron *et al.*, 2006; Bomou *et al.*, 2013) y en la base de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Jarvis *et al.*, 2006, Westermann *et al.*, 2010) y marca la culminación de la excursión positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  del OAE 2 (Fig. 2.3).

#### 2.3.3. Firma isotópica negativa de $\delta^{34}\text{S}$

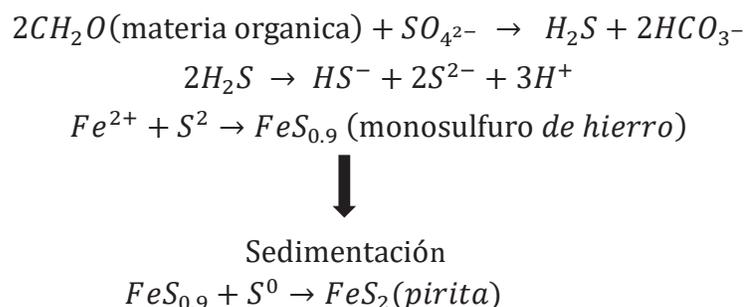
Como ya se mencionó anteriormente el OAE 2 del límite Cenomaniano–Turoniano se caracteriza por un aumento en el enterramiento de carbono orgánico global que condujo a un cambio positivo en los valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$ . Esto es de gran relevancia ya que el ciclo del carbono presenta una estrecha relación con el ciclo de azufre. Por lo tanto, las perturbaciones en el ciclo global del carbono conducen a cambios en la composición isotópica del azufre del agua de mar (Paytan *et al.*, 2004).

A partir de un modelado oceánico Adams *et al.* (2010), han sugerido que las concentraciones de sulfato influyen fuertemente en la eficiencia del reciclaje de nutrientes,

y por lo tanto de la producción primaria al afectar la disponibilidad global de nutrientes; en este contexto ellos proponen que un aumento de los niveles de sulfato marino, provocado por el aumento del vulcanismo (emplazamiento de la meseta del Caribe-Colombia), pudo haber desencadenado la ocurrencia del OAE 2.

Las bacterias reductoras de sulfato son aquellas que pueden obtener energía mediante la oxidación de componentes orgánicos o hidrógeno molecular ( $H_2$ ), (Marchal *et al.*, 2001). El fraccionamiento isotópico de azufre que tiene lugar durante la reducción bacteriana del sulfato del agua de mar a  $H_2S$ , en condiciones anaeróbicas en los ambientes marinos, es generalmente fijado como sulfuro de hierro ( $FeS$ ) o pirita ( $FeS_2$ ). El  $H_2S$  puede reoxidarse y fijarse como minerales de sulfuro de hierro (es decir, pirita, mackinawita o greigita), o puede fijarse como un enlace orgánico. La formación de pirita sedimentaria se inicia con reducción de sulfato microbiano en condiciones anóxicas dentro de la columna de agua o fluidos de poro sedimentario.

El metabolismo de las bacterias reductoras de sulfato y la formación de pirita se puede simplificar con la siguiente serie de ecuaciones (Seal, 2006):



El fraccionamiento de los isótopos de azufre entre sulfato y sulfuro durante la sulfato reducción es un proceso controlado cinéticamente en el que  $^{34}S$  se enriquece en el sulfato en relación con el sulfuro, debido a que las bacterias reductoras de sulfato metabolizan más fácilmente  $^{32}S$  en relación con  $^{34}S$ . El efecto del isótopo cinético asociado con la acción bacteriana da como resultado sulfuro de hidrógeno (y finalmente pirita), que se agota en  $^{34}S$  en correspondencia con las relaciones  $^{34}S / ^{32}S$  del sulfato residual (Goldhaber y Kaplan, 1974).

Por otra parte, Hetzel *et al.*, (2009), registraron cambios en las composiciones de isótopos de azufre de pirita, durante la ocurrencia del OAE 2, en sedimentos de la Cuenca Demerara Rise, reportando valores negativos de  $\delta^{34}S$  entre  $-28.2$  y  $+0.2\text{‰}$  (promedio  $-15.4 \pm 8.3\text{‰}$ ), que interpretaron como un aumento de la formación de pirita, como resultado de una mayor reducción del sulfato por acción bacteriana. En México Núñez-Useche *et al.* (2016) (sección Xilitla), obtuvo tendencias similares a las encontradas en Demerara Rise (Sitio 1258; Hetzel *et al.*, 2009), reportando valores con tendencia creciente, durante e inmediatamente después del OAE 2. Por último, Raven *et al.*, (2019) utilizaron isótopos de S tanto de pirita y materia orgánica junto con isótopos de carbono de cuatro secciones litológicas Pont d'Issole (sureste de Francia), Cismon (región veneciana al norte de Italia), Tarfaya Basin (Marruecos, costa noroeste de África) y Demerara Rise (Surinam, América del Sur), para reconstruir los mecanismos globales que afectan los ciclos de C, S y Fe alrededor del OAE 2. Estas variaciones de isótopos de azufre observadas en los trabajos mencionados, son mucho más pronunciadas que las observadas en el sulfato de agua de mar global de  $+17\text{‰}$

y +21‰ (Paytan *et al.*, 2004) reportadas para el mismo intervalo de tiempo, por lo que han sido relacionadas al fraccionamiento isotópico de azufre asociado a reducción bacteriana.

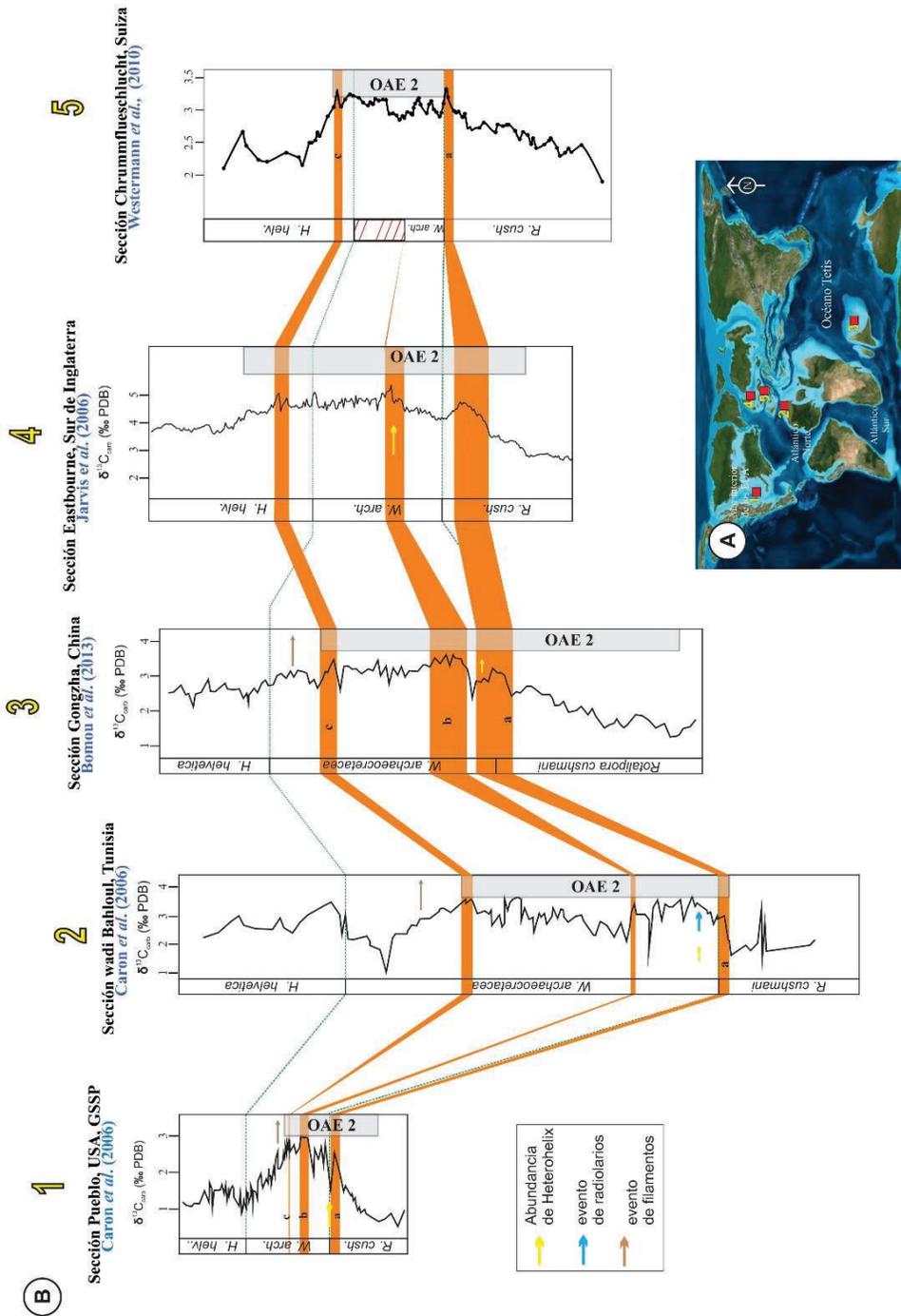


Figura. 2.3. Correlación de diversas curvas de isótopos de carbono registradas en la transición Cenomaniano–Turoniano, en diversas localidades del mundo. Modificado de Núñez–Useche *et al.* (2016). A) Mapa de localización de secciones representativas. B) perfiles isotópicos de carbono. La línea verde punteada hace referencia a el límite de las biozonas, se muestran la ubicación de algunos bioeventos, el OAE está delimitado por el recuadro gris. Se indican en los recuadros naranjas los principales picos (“a, b, c”) del OAE2.

## 2.4. EVENTOS DEL TURONIANO TARDÍO

Los eventos del Turoniano tardío representan la sucesión de eventos isotópicos que definen la excursión positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  de largo plazo del Turoniano. Estos eventos se encuentran delimitados por las excursiones negativas de los eventos Bridgewick (parte inferior) y Navigation (parte superior). Los "eventos del Turoniano tardío" en orden estratigráfico corresponden a: 1) el evento HW1 que coincide con el evento Hyphantoceras (Wiese *et al.*, 2004; Jarvis *et al.*, 2006; Uličný *et al.*, 2014; Jarvis *et al.*, 2015); 2) el evento Hitch Wood (Gale, 1996; Jarvis *et al.*, 2006; Joo *et al.*, 2014; Jarvis *et al.*, 2015; Jones *et al.*, 2018); 3) el evento HW2 el cual coincide con la primera aparición de *Marginotruncana sinuosa* (Uličný *et al.*, 2014; Jarvis *et al.*, 2015); 4) y el evento HW3 que es la última excursión positiva antes del evento Navigation (Uličný *et al.*, 2014; Jarvis *et al.*, 2015), Fig. 2.4.

### 2.4.1. Evento Hitch Wood

El evento Hitch Wood del Turoniano tardío, fue descrito por primera vez por Gale (1996), al sur de Inglaterra en la localidad de Dover, quien lo relacionó con el Hitch Wood Hardground que es un paquete de estratos, de carácter fosfatado complejo que incorpora muchos tipos de rocas sedimentarias, que contiene una fauna rica y distintiva (amonitas, equinoideos, braquiópodos e inocerámidos). Gale (1996) además demostró que este paquete de estratos tiene una buena correlación con la mayor excursión positiva de isótopos de carbono del Turoniano publicada por Jenkyns (1994) (con valores altos de 2.5‰). El evento Hitch Wood coincide con un pulso transgresivo marino, reportado en muchas áreas del centro de Europa, Norteamérica y el noroeste del Pacífico (Gale, 1996; Jarvis *et al.*, 2006; Joo *et al.*, 2014; Jarvis *et al.*, 2015; Jones *et al.*, 2018) (Fig. 2.4

Por otra parte, la correspondencia entre las biozonaciones de la zona Boreal y del Tetis–Atlántico para el intervalo Cenomaniano–Coniaciano está bien establecida y es consistente con la correlación de isótopos de carbono. Siendo así que el evento Hitch Wood se encuentre localizado en la parte media de la Zona de *M. sigali* (Jarvis *et al.*, 2006). Esta zona está definida por la última aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* y la primera aparición de *Dicarinella concavata*, este intervalo también se conoce en la literatura como Zona de *Marginotruncana schneegansi* o Zona *sigali* de *Dicarinella primitiva* (Premoli-Silva y Rettori, 2002). Aparte de la desaparición de *Helvetoglobotruncana helvetica*, ninguna extinción notable marca el límite Turoniano–Coniaciano (Caron, 1983). Durante el Turoniano los morfotipos cada vez fueron más complejos con desarrollo de 1 o 2 quillas y una complejidad creciente del sistema de protección umbilical, siendo los géneros de *Helvetoglobotruncana*, *Dicarinella* y *Marginotruncana* los más representativos.

## 2.5. ELEMENTOS QUÍMICOS UTILIZADOS EN EL ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL

Con el objetivo de obtener información sobre el arribo de materiales detríticos, las condiciones redox y la productividad marina en este trabajo se analizó la variación vertical de la abundancia de varios elementos químicos (U, Th, K, Fe, V, Zn y Mo), en este apartado se presenta un resumen del comportamiento químico de cada uno de ellos, con énfasis en la relación de cada elemento con el parámetro paleoambiental para el que se analizó.

## ANTECEDENTES Y GENERALIDADES

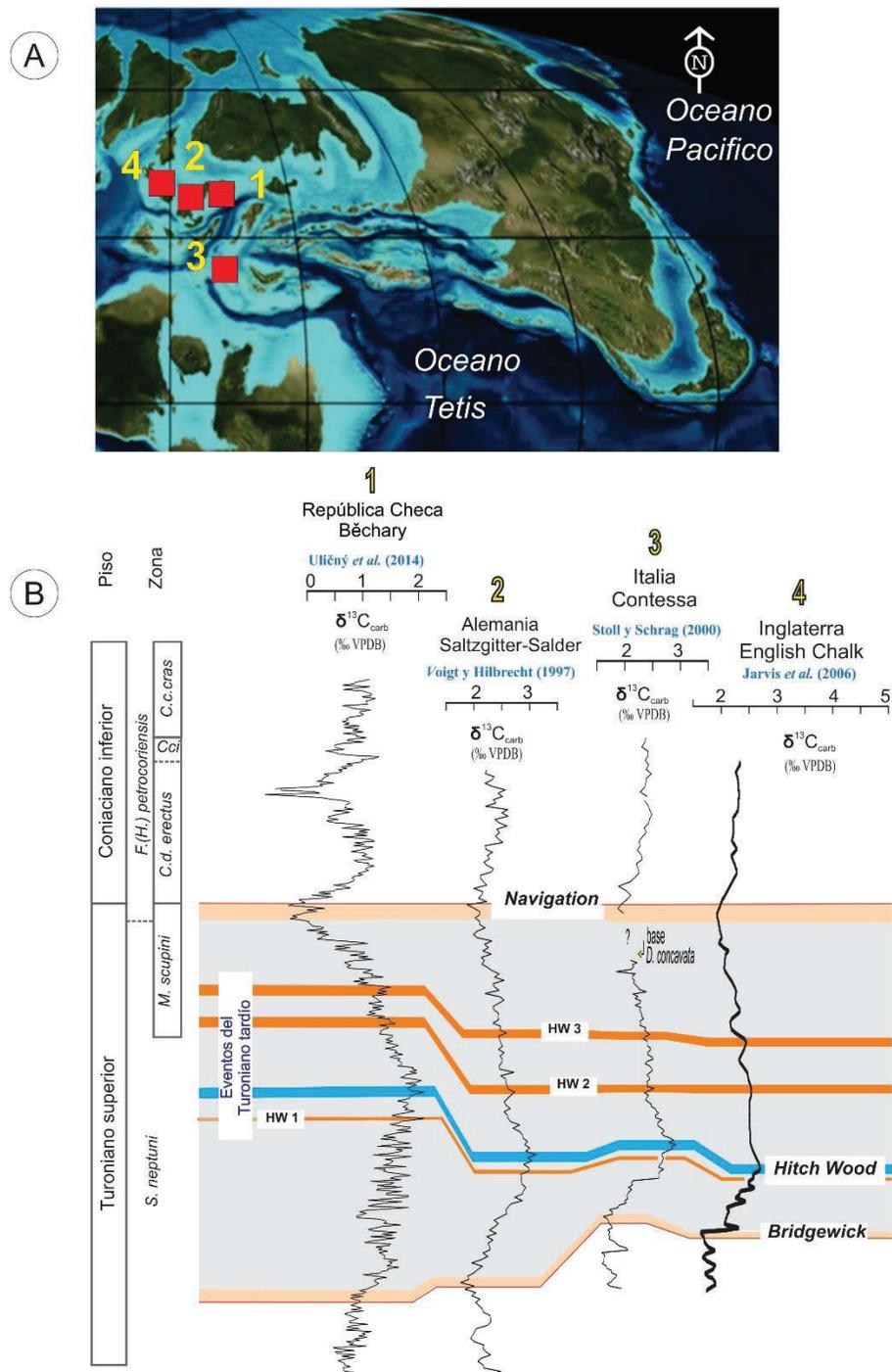


Figura. 2.4 Correlación de los “eventos del Turoniano tardío” a partir de diversas curvas de isótopos de carbono en carbonato (sitios de Europa): A) Mapa de localización de las secciones; B) perfiles isotópicos de carbono. Las líneas negras finas representan todos los datos publicados hasta el momento. Las curvas de color suavizadas son promedios móviles de tres puntos. Se muestran la ubicación de algunos bioeventos. La correlación de las excursiones de isótopos de carbono de los eventos Bridgewick y Navigation se muestran en color rojo. Los eventos HW1, HW2 y HW3 se muestran de color naranja, el evento Hitch Wood está representado en color azul. Tomado de [Jarvis \*et al.\* \(2015\)](#).

### 2.5.1. Elementos químicos asociados a influencia detrítica

#### Potasio

El potasio (K) es un elemento formador de minerales (ortoclasa, leucita y micas como la moscovita, la fengita y las brunas tipo biotita) en varias rocas y es común en muchos sedimentos (principalmente arcillas). Las principales fuentes de potasio al océano son: 1) meteorización terrestre debido a las interacciones agua-roca en los continentes y el aporte fluvial de sedimentos ricos en potasio (arcillas) y 2) la alteración hidrotermal de baja y alta temperatura de la corteza oceánica (Sun *et al.*, 2016).

Los compuestos de potasio son solubles en agua, esto se debe a que las energías de hidratación para tales compuestos son mayores que las energías de red correspondiente (los iones de K poseen un menor tamaño y tienen mayor carga y poseen un número mayor de moléculas de agua en las esferas de hidratación que los iones más grandes). Por lo tanto, durante la erosión de las rocas cristalinas, el potasio se disuelve con relativa facilidad, los iones  $K^+$  se eliminan fácilmente de la solución y se adsorben en las superficies de minerales arcillosos. La adsorción puede ocurrir en el ambiente marino ya que el potasio constituye el 1.10% de los principales componentes disueltos en el agua de mar. Los iones  $K^+$  son fácilmente adsorbidos por ciertos coloides, en particular hidróxidos de aluminio y hierro férrico, debido a su afinidad para formar enlaces polares (Bessa, 1995).

#### Torio

El torio se presenta en cuatro formas isotópicas:  $Th^{232}$ ,  $Th^{228}$ ,  $Th^{230}$  y  $Th^{234}$ . El radioisótopo gamma natural  $Th^{232}$  se agrega a los océanos principalmente en asociación con partículas detríticas, mientras que los radiogénicos  $Th^{228}$ ,  $Th^{230}$  y  $Th^{234}$  se producen en el agua de mar a partir de la descomposición de los padres más solubles (Santschi *et al.*, 1983). El torio se encuentra en diversos minerales resistentes (circón, monazita, el rutilo y la torianita) formadores de rocas sedimentarias y es mucho menos abundante que el potasio y el uranio. En calizas arcillosas, la mayoría del Th se encuentra en arcillas, y minerales pesados. La tendencia del torio a ser fuertemente adsorbido por las arcillas y los oxihidróxidos explica sus concentraciones medias anormalmente altas en bauxitas (49 ppm), bentonitas (24 ppm) y arcillas pelágicas (30 ppm) (Langmuir y Herman, 1980), por lo cual es usado como indicador de la influencia detrítica en ambientes marinos.

### 2.5.2. Elementos químicos asociados a condiciones redox y productividad marina con mínima influencia detrítica.

Diversos elementos trazas sensibles a las condiciones redox (Elementos Traza Redox Sensibles, ETRS) están presentes en el agua de mar ya sea en forma insoluble o en forma de partículas. La eliminación o adsorción de estos elementos en la columna de agua es resultado de procesos tanto bióticos como abióticos. Los procesos bióticos comprenden la absorción de ETRS que sirven como elementos secundarios o micronutrientes. En cambio, los procesos abióticos son relativamente limitados en ambientes oxigenados (Fig. 2.5). En ambientes subóxicos/anóxicos, puede ocurrir enriquecimiento a través de la difusión de ETRS, disueltos en la columna de agua, o mediante la removilización y repartición a lo largo de gradientes redox dentro de los sedimentos (Algeo y Maynard, 2004, 2008; Tribovillard *et al.*, 2005) (Fig. 2.5). Por otra parte, los ETRS suelen exhibir un enriquecimiento considerable en facies laminadas ricas en materia orgánica, especialmente las depositadas en

condiciones euxínicas, a la inversa, poco o ningún enriquecimiento en facies bioturbadas (Tribovillard *et al.*, 2005).

Los patrones de distribución del hierro y los enriquecimientos de ciertos ETRS proporcionan información paleoambiental importante, sobre la dinámica de los ciclos de estos elementos biogeoquímicos y las correspondientes condiciones óxido–reducción de la columna de agua. Por ejemplo, Algeo y Maynard (2004) describen fuertes enriquecimientos de Mo, U, V y Zn en sedimentos depositados posiblemente bajo condiciones euxínicas de aguas de fondo. Brumsack (2006) extiende esta lista para incluir Cd, Cu, Tl, Ni y Sb.

### Uranio

En condiciones óxicas–subóxicas el uranio (U) es químicamente estable y está presente principalmente como U (VI) en forma de complejos de carbonato de uranilo (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard *et al.*, 2006; Algeo y Tribovillard, 2009) por lo cual el enriquecimiento de U autigénico en condiciones óxicas–subóxicas es pobre (Fig. 2.5), por ejemplo, en sedimentos modernos de márgenes continentales presenta valores de 1–5 ppm (Algeo y Tribovillard 2009). Por otra parte, en condiciones anóxicas, el uranio (VI) se reduce a uranio (IV). La remoción de uranio de la columna de agua y la captación de uranio autigénico en los sedimentos puede ocurrir a través de: 1) la formación de uniones organometálicas en los ácidos húmicos de la materia orgánica, o 2) la precipitación de uraninita cristalina (UO<sub>2</sub>) (Tribovillard *et al.*, 2006; Algeo y Tribovillard 2009). Se considera que el enriquecimiento de uranio autigénico tiene lugar principalmente en el sedimento y no en la columna de agua, porque la reducción de U (VI) a U (IV) se desacopla de la cantidad de H<sub>2</sub>S libre, que generalmente muestra una buena correlación con la tasa de precipitación de carbono orgánico y con el contenido de carbono orgánico anóxico (no facies sulfídicas) (Algeo y Maynard, 2004). La profundidad de penetración de oxígeno y la velocidad de sedimentación son relevantes en las concentraciones de U en la columna de agua, ya que las tasas de sedimentación más lentas permiten más tiempo para la difusión de iones de uranilo, desde la columna de agua al sedimento. Mientras tanto, la remineralización de la fase sólida puede conducir a un gran flujo difusivo de U fuera del sedimento, al liberar el U autigénico adsorbido en las partículas, principalmente cerca de la interfaz agua–sedimento (Fig. 2.5).

### Vanadio

En ambientes marinos óxicos el vanadio está presente como V (V) en la forma de vanadato. En los sedimentos pelágicos y hemipelágicos, el vanadio está estrechamente relacionado con el ciclo redox de Mn ya que se adhiere fácilmente tanto a los oxihidróxidos de Mn como a los de Fe. En condiciones de reducción leve a moderada V (V) se reduce a V (IV) y forma iones de dióxido de vanadio (VO<sub>2</sub>). En ambientes marinos las especies iónicas V (IV) pueden ser separadas del sedimento mediante procesos de adsorción superficial o mediante la formación de uniones organometálicas (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard *et al.*, 2006; Hetzel *et al.*, 2009) (Fig. 2.5). En condiciones altamente reductoras, es decir, euxínicas, la presencia de H<sub>2</sub>S (originado por la reducción sulfato bacteriana), hace que el V se reduzca a V (III) (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard *et al.*, 2006; Hetzel *et al.*, 2009). El proceso de reducción en dos etapas exhibido por V puede dar como consecuencia la formación de fases portadoras de V, separadas con solubilidades diferenciales en condiciones anóxicas no sulfídicas frente a condiciones euxínicas. Por ejemplo, de acuerdo con las observaciones de Algeo y Maynard, (2004), en facies anóxicas, el V exhibe una fuerte correlación con COT, que es consistente con que el V reside principalmente en la

materia orgánica, mientras que en facies euxínicas el V se encuentra predominantemente en la fracción "sulfúrica", exhibiendo una fuerte relación con Mo y Pb (Fig. 2.5).

Por otra parte, diversos estudios, han reportado concentraciones enriquecidas de V, en sustancias orgánicas naturales incluidas en los bitúmenes y aceites de rocas con alto contenido de materia orgánica, sugiriendo que el vanadio puede fijarse a estas sustancias al formar complejos de tetrapirrol (Lewan y Maynard, 1982; Jones y Manning, 1994; Rimmer *et al.*, 2004; Akinlua, *et al.*, 2010). Por lo tanto, se cree que para que un sedimento orgánico se enriquezca en V, va depender de la cantidad de tetrapirrol conservada en su materia orgánica (Lewan y Maynard, 1982). Siendo así que la conservación del tetrapirrol disminuye en la materia orgánica a medida que aumenta el tiempo de exposición a condiciones aeróbicas y por lo tanto el enriquecimiento de vanadio es más alto en materia orgánica depositada preferentemente en condiciones anóxicas.

### Zinc

En ambientes óxicos, el zinc se comporta como un micronutriente ya sea en forma de cationes  $Zn^{2+}$  o iones solubles de  $ZnCl^+$ , pero principalmente está asociado con ácidos húmicos/fúlvicos de la materia orgánica (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard *et al.*, 2006). De acuerdo con los trabajos de Algeo y Maynard (2008), el agotamiento de Zn en las aguas superficiales, en relación con las aguas profundas, varía de aproximadamente diez a veinte veces, esto se explica como consecuencia del transporte de nutrientes, vinculados a la materia orgánica que se deposita en el fondo marino (Fig. 2.5). En aguas anóxicas, el Zn disuelto se precipita rápidamente como ZnS (especialmente en la zona de reducción de sulfato bacteriano), asociado con pirita o a veces como una fase de esfalerita autigénica (Algeo y Maynard 2004; Tribovillard *et al.*, 2006). Se sabe que las lutitas negras del Cretácico asociadas con los OAEs están altamente enriquecidas en Zn, por ejemplo, Brumsack (2006) reporta una relación promedio de Zn/Al, para el límite Cenomaniano–Turoniano de  $459 \times 10^{-4}$ .

### Molibdeno

El molibdeno (Mo) es el metal de transición más abundante en el océano moderno, con una concentración casi uniforme y un tiempo de residencia relativamente largo (Hardisty *et al.*, 2018). La fase estable de Mo en agua de mar óxica es Mo (VI), principalmente como molibdato ( $MoO_4^{2-}$ ). La transferencia de molibdato a la interfaz sedimento–agua puede promoverse mediante la adsorción en sustancias húmicas (sedimentos ricos en materia orgánica) o en partículas de oxihidróxidos de Mn–Fe (Algeo y Maynard 2004; Tribovillard *et al.*, 2006; Hetzel *et al.*, 2009; Hardisty *et al.*, 2018) (Fig. 2.5). En condiciones marinas anóxicas el Mo (VI) puede ser liberado de la materia orgánica a través de la descomposición por bacterias sulfato reductoras y reducirse a especies Mo(V) o Mo(IV). En condiciones euxínicas el enriquecimiento autigénico de Mo se da principalmente, en condiciones reductoras de sulfato en la interfaz sedimento–agua o en la columna de agua (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard *et al.*, 2004; Algeo y Lyons, 2006). Los enriquecimientos de molibdeno en condiciones euxínicas generalmente exceden el valor promedio de la corteza continental (aproximadamente de 1 a 2 ppm), y presenta distintas relaciones con la abundancia de carbono orgánico en los sedimentos (Hardisty *et al.*, 2018) (Fig. 2.5). Por otra parte, si en la columna de agua y en el sedimento hay ausencia o agotamiento de sulfuro libre, el Mo enterrado con óxidos a menudo se propaga hacia la columna de agua suprayacente, después de la disolución reductora de los óxidos durante la diagénesis de los sedimentos, con poco o ningún enriquecimiento en los sedimentos autigénicos y, por lo

tanto, presenta concentraciones cercanas a las del valor promedio de la corteza continental (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard *et al.*, 2004).

### Hierro

El hierro es el metal más abundante en la tierra; en ambientes marinos ricos en oxígeno normalmente se encuentra formando óxidos ( $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), además de formar también numerosas sales y reacciones complejas con otros elementos. Diversos elementos trazas (Ni, Cu, Zn, Co, Pb, Mo, V y Cr) son influenciados por el ciclo del Fe y del Mn, básicamente los metales traza se adsorben en oxihidróxidos de Fe–Mn, se exportan al sedimento y luego se liberan tras la disolución reductiva de los oxihidróxidos, en o debajo de la interfaz agua–sedimento, quedando así libres para nuevas reacciones químicas (Tribovillard *et al.*, 2006) (Fig. 2.5). La importancia del ciclo redox Fe–Mn para la acumulación de sedimentos ricos en materia orgánica es dependiente de las condiciones redox del ambiente. En entornos con aguas sulfídicas profundas, el ciclo redox Fe–Mn ocurre completamente dentro de la columna de agua, con poco o nada de Mo adsorbido en la interfaz sedimento–agua. Por el contrario, en ambientes con aguas profundas subóxicas, especialmente aquellos que han estado sujetos a variaciones redox en periodos cortos de tiempo, el ciclo redox de Fe–Mn puede ser un factor importante para una mejor transferencia de Mo al sedimento (Algeo y Lyons, 2006) (Fig. 2.5).

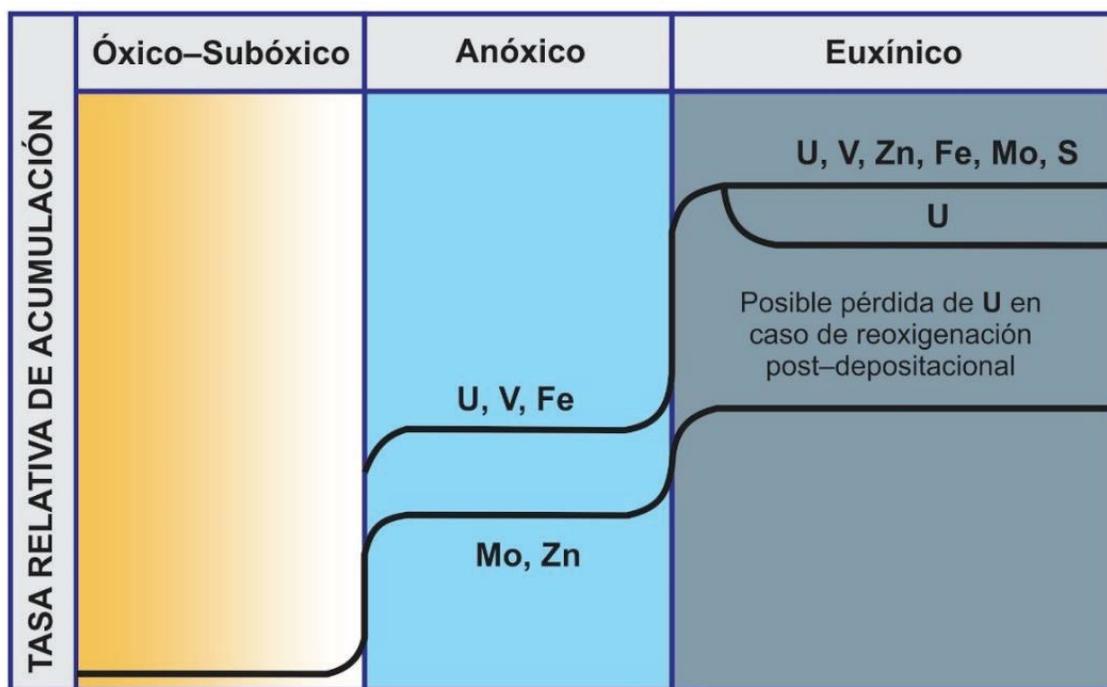


Figura. 2.5 Comportamiento esquemático de Fe, S, Mo, U, V y Zn en función del estado redox del entorno de depósito (modificado de Algeo y Maynard, 2004).



**CAPÍTULO**

**3**

# **MARCO GEOLÓGICO**

**Azucena Colín Rodríguez**  
Tesis de maestría

El área de estudio se localiza en la región central de México, en la provincia fisiográfica conocida como Sierra Madre Oriental (SMO), cerca de los límites del margen pasivo del Golfo de México.

La SMO es una cordillera que se extiende por los estados de Chihuahua, Coahuila, Tamaulipas y Nuevo León, en el norte y se prolonga hacia el centro del país, donde es cubierta por depósitos volcánicos del Cinturón Volcánico Mexicano (Ramírez y Jenchen, 2016). Su relieve se debe a la deformación principalmente de rocas mesozoicas y de su complejo basamento, que fueron levantados y comprimidos formando pliegues y cabalgaduras asociados con la Orogenia Laramide (Suter, 1984; Eguiluz *et al.*, 2000).

### 3.1. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL CENTRO DE MÉXICO

La apertura del golfo de México está estrechamente relacionada con la ruptura y fragmentación del supercontinente Pangea y el depósito de una compleja variedad de sucesiones sedimentarias que se generaron a partir de este evento (Padilla y Sánchez, 2007, 2016; Stern y Dickinson, 2010; Martini y Ortega–Gutiérrez, 2018). Diversas hipótesis y modelos basados principalmente en datos geofísicos o información de pozos petroleros, han surgido en las últimas décadas para explicar la evolución tectónica de la apertura del Golfo de México. La mayoría de estos modelos difieren en: 1) los mecanismos que dieron origen a la apertura (por ejemplo, Pindell, 1985; Dickinson y Lawton, 2001; Pindell y Kennan, 2001; Bird *et al.*, 2005), el momento de la separación continental y el límite de la corteza oceánica (Pindell y Kennan, 2007; Hudec *et al.*, 2013), y 2) la configuración del depósito de las evaporitas y la edad de estas (Pindell, 1985; Buffler, 1989; Salvador, 1991; Pindell y Kennan, 2007; Hudec *et al.*, 2013). Sin embargo, la mayor parte de los modelos aceptan que es necesario un polo de rotación para explicar la forma del *rift* asociado con la apertura del Golfo de México (Dickinson, 2001; Pindell y Kennan, 2001; Bird *et al.*, 2005; Pindell y Kennan, 2009; Martini y Ortega–Gutiérrez, 2018).

De acuerdo con Martini y Ortega–Gutiérrez (2018), las cuencas y plataformas mexicanas que se desarrollaron durante la ruptura de Pangea y la posterior deriva continental se pueden agrupar en un solo sistema tectono–estratigráfico, designado como Sistema Mesozoico Atlántico de México (SMAM). Estos autores también mencionan que el registro estratigráfico del Jurásico–Cenomaniano inferior puede dividirse en dos subsistemas tectono–estratigráficos diferentes:

#### Subsistema tectono–estratigráfico de *rift* (Jurásico Inferior–Medio)

La actividad magmática intraplaca relacionada con la atenuación y el adelgazamiento litosférico, originados por la ruptura inicial de Pangea previa a la generación de piso oceánico en el Golfo de México, está evidenciada en el registro sedimentario por las sucesiones volcánicas–sedimentarias del Jurásico inferior y medio expuestas desde el Norte de México hasta el Macizo de Chiapas (Godínez–Urban *et al.*, 2011), como parte del subsistema de cuencas transtensionales asociadas a la provincia volcánica sedimentaria de Nazas (Barboza–Gudiño *et al.*, 2004; Ochoa–Camarillo *et al.*, 1999; Godínez–Urban *et al.*, 2011; Rubio–Cisneros y Lawton, 2011; Campos–Madrigal *et al.*, 2013). En dicha área la dinámica de las cuencas fue controlada por la extensión NW–SE, atribuida a la divergencia entre América del Norte y América del Sur (Martini y Ortega–Gutiérrez, 2018) (Fig. 3.1A). La etapa de *rift* culminó durante el Calloviano–inicios del Oxfordiano y se

encuentra evidenciada por el depósito de extensos cuerpos de evaporitas (Fig. 3.1A), los cuales actualmente se encuentran localizados en los márgenes de la cuenca del Golfo de México (Sonda de Campeche y Bloque de Yucatán), Sur de Texas (Cuenca evaporítica de Louann) y el noreste de México (Cuenca Salina del Istmo) (Salvador 1991; Goldhammer, 1999; Pindell y Kennan, 2007).

#### **Subsistema tectono–estratigráfico de deriva y enfriamiento (Jurásico Superior–Cenomaniano)**

Durante este lapso ocurrió la rotación del bloque de Yucatán, con un probable ángulo de rotación entre 42 y 60° en sentido antihorario (Marton y Buffler, 1994; Pindell y Kennan, 2009; Bird *et al.*, 2005), siendo el principal mecanismo de rotación la zona de falla transformante lateral derecha Tamaulipas–Faja de Oro–Chiapas (Pindell, 1985; Marton y Buffler, 1994; Pindell, 1994; Pindell y Kennan, 2009) (Fig. 3.1B). La rotación del bloque de Yucatán y la expansión del fondo marino promovieron la circulación de agua marina en la región del Golfo de México. Esto dio paso a un periodo de estabilidad tectónica relativa, propiciando una etapa de sedimentación calcárea (Martini y Ortega–Gutiérrez, 2018) (Fig. 3.1C).

La edad de la culminación de la expansión del fondo marino y la rotación del bloque de Yucatán se ha asumido en diversos trabajos con base a datos geofísicos e información de pozos petroleros. La mayor parte de estos trabajos proponen que el fallamiento extensional en la parte central del golfo culminó durante el Berriasiano hace aproximadamente 135 Ma, tiempo a partir del cual la zona de extensión migró hacia el este continuando con la evolución del proto–Caribe y el océano Atlántico (Pindell, 1985; Marton y Buffler, 1994, 1999, Salvador, 1991; Bird *et al.*, 2005; Pindell y Kennan, 2009). Por otra parte, es poca la información estratigráfica que se ha estudiado y asociado con este evento, siendo relevantes los trabajos de Mendoza–Rosales *et al.* (2010) en el sur de México en la formación Chivillas. Con base en el estudio de cristales de circón detríticos estos autores infirieron que la expansión del fondo marino en el área del Golfo de México duró hasta el Barremiano tardío, lo que supone que la culminación de la rotación del bloque de Yucatán es más reciente que lo propuesto en los trabajos ya mencionados.

Una vez que el bloque de Yucatán alcanzó su posición actual el margen pasivo mexicano experimentó una continua desaceleración del hundimiento tectónico y enfriamiento de la corteza (Aguayo–Camargo, 1988; Goldhammer, 1999; Padilla y Sánchez, 2007), lo que favoreció el depósito de carbonatos y el desarrollo de amplias plataformas carbonatadas (Padilla y Sánchez, 2007, 2016) (Fig. 3.1C). La culminación de la etapa de deriva y enfriamiento estuvo marcada por el desarrollo del Cinturón de pliegues y cabalgaduras del Turoniano–Eoceno en el este de México, (Martini y Ortega–Gutiérrez, 2018).

## MARCO GEOLÓGICO

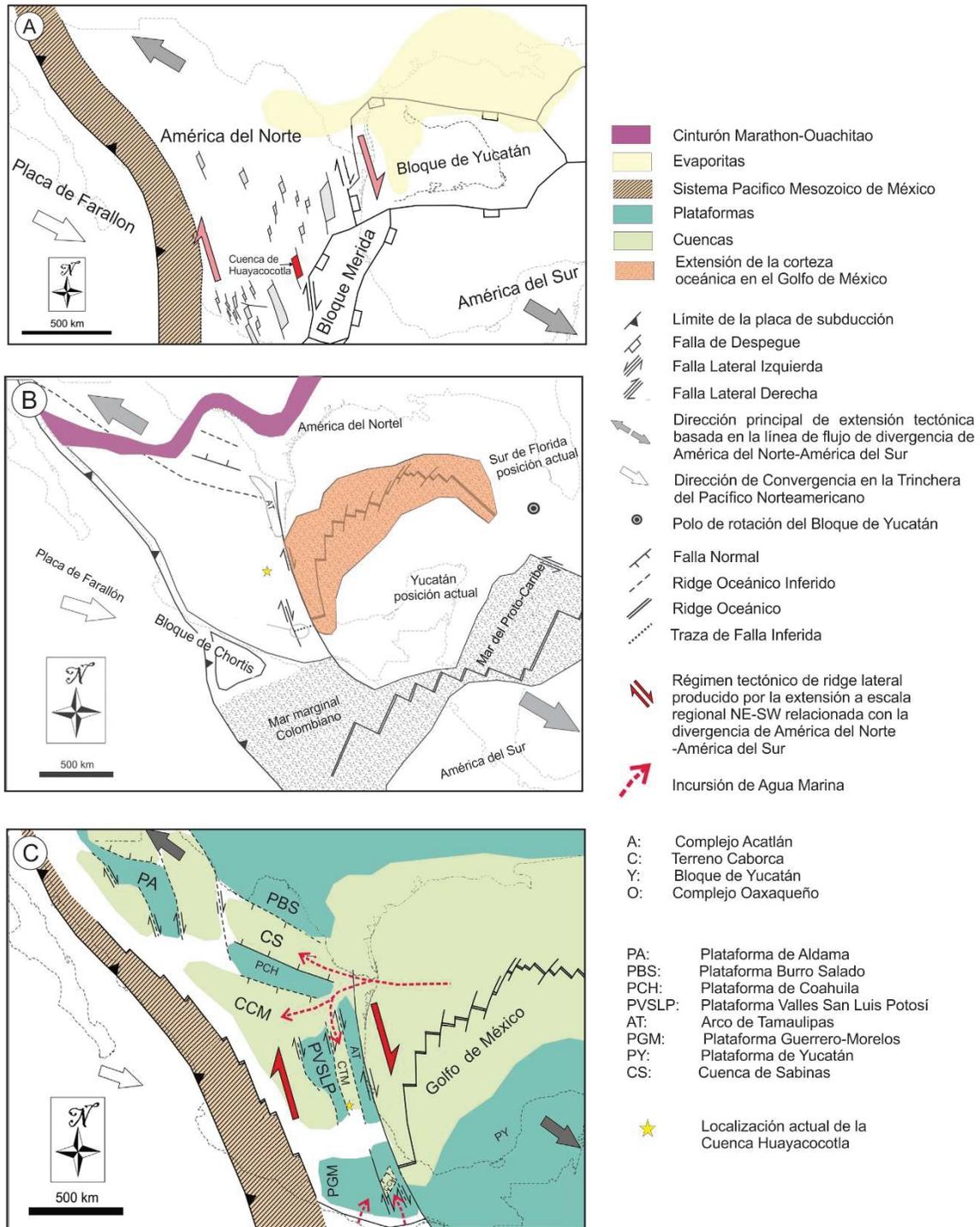


Figura. 3.1. Paleogeografía del Golfo de México resaltando la ubicación de la Cuenca Huayacocotla: A) Reconstrucción del área del Golfo de México para el Jurásico Medio, se muestran las fosas tectónicas originadas durante la etapa de *rift*; B) Reconstrucción del Jurásico Superior de la región del Golfo de México durante la etapa de deriva y enfriamiento; C) Reconstrucción del área del Golfo de México para el Cretácico Temprano, la incursión de agua marina determinó la culminación de depósitos continentales y favoreció el desarrollo de cuencas y plataformas carbonatadas. Tomado de [Martini y Ortega-Gutiérrez \(2018\)](#).

### 3.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA HUAYACOCOTLA

La Cuenca Huayacocotla, nombrada también fosa Huayacocotla–El Alamar, (Rueda–Gaxiola *et al.*, 1993), geográficamente comprende la parte central de la SMO y se ubica entre Tamazunchale y el Macizo de Teziutlán, dentro de una zona levantada tectónicamente en forma de anticlinorios orientados con dirección NW–SE (Sansores y Girard, 1969).

El origen y la evolución tectono–estratigráfica de la Cuenca Huayacocotla están estrechamente relacionados con la evolución tectónica del Golfo de México: una primera etapa que comprende el Subsistema tectono–estratigráfico de *rift*; una segunda etapa que comprende el Subsistema tectono–estratigráfico de deriva y enfriamiento y, por último, la etapa que inicia con el evento orogénico que causó el levantamiento de la SMO. Por lo tanto, se presenta el esquema estratigráfico tomando en consideración lo anterior, y haciendo énfasis en las unidades de interés para este trabajo (Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva).

#### 3.2.1. Etapa de Rift

Esta etapa en la Cuenca Huayacocotla está caracterizada por el depósito de sedimentos clásticos producto de la erosión de altos estructurales (Salvador, 1987), presentando potentes espesores de lechos rojos, de origen continental, constituidos por arenisca, limolita y conglomerado con clastos de rocas extrusivas basálticas y riolíticas de la Formación Huizachal (Carrillo–Bravo, 1961). A partir del Sinemuriano–Pliesbachiano ocurrió una corta transgresión marina, la cual estuvo reflejada en los depósitos de los sedimentos de la Formación Huayacocotla. Esta formación está conformada hacia su base por conglomerado, arenisca, limolita y lutita con fósiles retrabajados de fusulínidos y crinoides, y cambia transicionalmente a caliza arenosa con pelecípodos, la que a su vez subyace a una potente sucesión de lutita y arenisca, en partes carbonosa con restos de plantas (Arenas Islas *et al.*, 2009). Durante la parte temprana del Jurásico Medio ocurrió un evento regresivo que dio paso al depósito de potentes sucesiones de lechos rojos de la Formación Cahuassas. Por sus relaciones estratigráficas, esta unidad es un depósito vinculado a fosas tectónicas distensivas, con magmas intermedios o básicos (provincia volcánica sedimentaria de Nazas) y, por lo tanto, se le ha asumido una edad Bajociano–Bathoniano (Eguiluz–de Antuñano *et al.*, 2014).

#### 3.2.2. Etapa de deriva y enfriamiento

Durante este lapso la rotación del bloque de Yucatán y la expansión del fondo marino influyeron en la sedimentación, con la supresión de sedimentos continentales y la aparición de ambientes marinos dominados por carbonatos debido a la circulación de agua marina en la región del Golfo de México.

En la Cuenca Huayacocotla, sobre los sedimentos continentales de la Formación Cahuassas se depositó de manera discordante una sucesión de sedimentos marinos transicionales que evolucionaron a ambientes marinos profundos, controlados principalmente por los cambios eustáticos de nivel del mar. Esta etapa se encuentra representada por las Formaciones Tepéxic, Santiago y Tamán (Fig. 3.2).

La Formación Tepéxic (Calloviano) está caracterizada por una sucesión de caliza de textura *grainstone* con abundantes ooides, pellets, grapestones y bioclastos de moluscos y equinodermos, que cambia gradualmente hacia su cima a una caliza biomicritica de radiolarios (Suter, 1990; Ochoa–Camarillo *et al.*, 1999). Sobre la formación Tepéxic se depositaron de manera transicional y concordante estratos de caliza con intercalaciones de

limolita y escasos estratos de arenisca de la Formación Santiago (Suter, 1990; López-Palomino *et al.*, 2006) (Calloviano–Oxfordiano). El contacto entre la Formación Santiago y la Formación Tamán (Kimmeridgiano–Titoniano) es concordante; esta última unidad está representada por sucesiones de estratos de caliza de textura *mudstone*, con intercalaciones delgadas de lutita, y contiene abundante microfauna pelágica y ammonites (Yang y Pessagno, 1989; Suter, 1990).

Durante el Titoniano, la velocidad de subsidencia se hizo más lenta y ocurrió una trasgresión marina que afectó a las plataformas carbonatadas, ahogándolas, lo que ocasionó el predominio de sucesiones de lutitas y carbonatos con estratificación delgada a lo largo de todo el Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007). A principios del Titoniano culminó el depósito de las calizas de la Formación Tamán, representativas de ambiente marino profundo, cambiando gradualmente a una sucesión de calizas de estratificación delgada, con abundante materia orgánica, radiolarios, estomiosféridos y sacocómidos, de ambiente de depósito pelágico, pertenecientes a la Formación Pimienta (Cantú–Chapa, 1971).

Durante el Cretácico Temprano las condiciones tectónicas estables persistieron en la región del Golfo de México, de tal forma que en los bordes de las plataformas y alrededor de las áreas anteriormente emergidas se formaron largas franjas de arrecifes de rudistas, mientras que dentro de la Cuenca Huayacocotla se depositaron sucesiones de estratos de ambientes marinos profundos. Durante el Aptiano ocurrió un aumento en la velocidad de subsidencia asociado con una rápida elevación del nivel del mar, lo que favoreció el depósito de una mayor cantidad de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos en una sección condensada y el ahogamiento de las plataformas (Goldhammer, 1999). Este cambio está representado por la Formación Tamaulipas Inferior (Berriasiano–Aptiano), compuesta por gruesos espesores de caliza de textura *mudstone* fosilífera (Araujo-Mendieta, 1978; Angulo, 1987; Goldhammer, 1999). La transgresión marina ocasionó el depósito de una sección condensada representada por la Formación Horizonte Otates (Aptiano), conformado por caliza arcillosa con abundantes calpionélidos, intercaladas con caliza arcillosa y lutita con ammonites (Longoria, 1975).

Durante el Albiano y el Cenomaniano continuó la subsidencia general del Golfo de México, con una velocidad casi constante, presentando una circulación restringida de las aguas, lo que permitió la formación de grandes plataformas carbonatadas (isla de Coahuila, plataforma Valles–San Luis Potosí, faja de Oro, plataforma Guerrero–Morelos y el bloque de Yucatán), ubicadas aproximadamente sobre las franjas arrecifales preexistentes, con presencia de lagunas restringidas relacionadas con el depósito de evaporitas. En el resto de las cuencas asociadas al desarrollo del Golfo de México ocurrió el depósito de carbonatos de aguas profundas, en un entorno pelágico de baja energía. (calizas de las Formaciones Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura) (Padilla y Sánchez, 2007, Monier–Castilloa, *et al.*, 2018) (Fig. 3.1C).

La parte superior de la caliza Tamaulipas en algunos lugares se divide en dos partes con los nombres de Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura (Donceles, 2003). La Formación Tamaulipas superior consiste en caliza criptocristalina, con intercalaciones de caliza arcillosa y de lutita, con escaso pedernal negro de origen diagenético (Sansores y Girard, 1969). Carrillo Bravo (1961) la dividió en dos miembros: 1) el miembro inferior, el cual presenta caliza criptocristalina de color crema y gris oscuro a negro, en capas de espesor

medio a grueso con lentes y nódulos irregulares de pedernal gris, así como superficies estilolíticas bien desarrolladas, paralelas a los planos de estratificación y 2) el miembro superior, el cual consiste en caliza criptocristalina de color gris y negro, bandeada, en capas de espesor medio, y que alternan con estratos de espesor delgado y medio de marga laminada de color gris oscuro. Estas rocas cambian lateralmente de facies con las brechas de talud de la Formación Tamabra y la litofacies de plataforma de la Formación el Abra, en las plataformas aledañas a la Cuenca Huayacocotla (Carrasco–Velázquez *et al.*, 2008). La Formación Tamaulipas Superior se encuentra en contacto transicional hacia su base con la Formación Tamaulipas inferior y en contacto transicional hacia su cima con la Formación Agua Nueva (Fig. 3.2).

A partir del Cenomaniano–Turoniano ocurrió una mayor subsidencia en el borde occidental–noroccidental del Golfo de México, que marcó cambios importantes en los patrones de sedimentación a escala regional (Padilla y Sánchez, 2007, 2016), disminuyendo las tasas de depósito de carbonatos. El Intervalo Cenomaniano–Turoniano temprano se caracteriza por un marcado aumento del nivel del mar a escala global (Haq *et al.*, 1987). Esta transgresión marina produjo una rápida incursión de aguas cálidas y salinas del mar Tetis–Atlántico que avanzaron a través del Golfo de México, hasta establecer conexión con el Mar Interior Occidental de Norteamérica. Por lo tanto, ocasionó una mezcla de aguas e influyó en cambios en la circulación oceánica (Hay, 2009; Eldrett *et al.*, 2014 y 2017) y a su vez causó el ahogamiento de las grandes plataformas carbonatadas del Golfo de México (por ejemplo, Hernández-Romano *et al.* 1997; Omaña, 2012).

Durante el pico de la transgresión marina, en la Cuenca de Huayacocotla tuvo lugar el depósito de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano–Turoniano) (Goldhammer, 1999). Esta unidad consiste en caliza de color gris oscuro a negro, en estratos medianos a delgados, interestratificados con horizontes de lutita carbonosa (Suter, 1990, Blanco–Piñón, *et al.*, 2002, Blanco *et al.*, 2016). En general toda la formación es bituminosa y contiene nódulos de pedernal negro. La Formación Agua Nueva se correlaciona con la Formación Soyatal, así como con las Formaciones Cuautla de la Cuenca Morelos–Guerrero y Tamasopo de la Plataforma Valles San Luis Potosí. Además, esta unidad sobreyace concordantemente a la Formación Tamaulipas Superior y subyace en contacto concordante a la Formación San Felipe (Fig. 3.2). Por su posición estratigráfica, La Formación Agua Nueva se considera del Cenomaniano superior–Turoniano (Sansores y Girard, 1969, Ice y Charles, 1980) (Fig. 3.2).

### 3.2.3. Etapa relacionada a el evento orogénico (levantamiento de la SMO)

Durante el Cretácico Tardío, la sedimentación del margen pasivo concluyó debido a un evento orogénico (pliegues y cabalgaduras) que dio origen a la Sierra Madre Oriental (SMO). Aún no está bien definido el mecanismo que produjo la SMO, ya que, por un lado, de acuerdo con algunos autores, este evento está asociado a la Orogenia Laramide (Goldhammer 1999; Ochoa–Camarillo, 1999; Eguiluz, *et al.*, 2000, Padilla y Sánchez, 2007 entre otros). Por otra parte, ciertos autores (De Cserna, 1956; Fitz–Díaz *et al.*, 2012, 2014 y 2018) mencionan que la deformación ocurrida durante el Cretácico Tardío al Eoceno tiene un historial de deformación característico (estilo de deformación variable, dominado por la inversión de la cuenca en el norte y acortamiento de piel delgada, dominado por pliegues

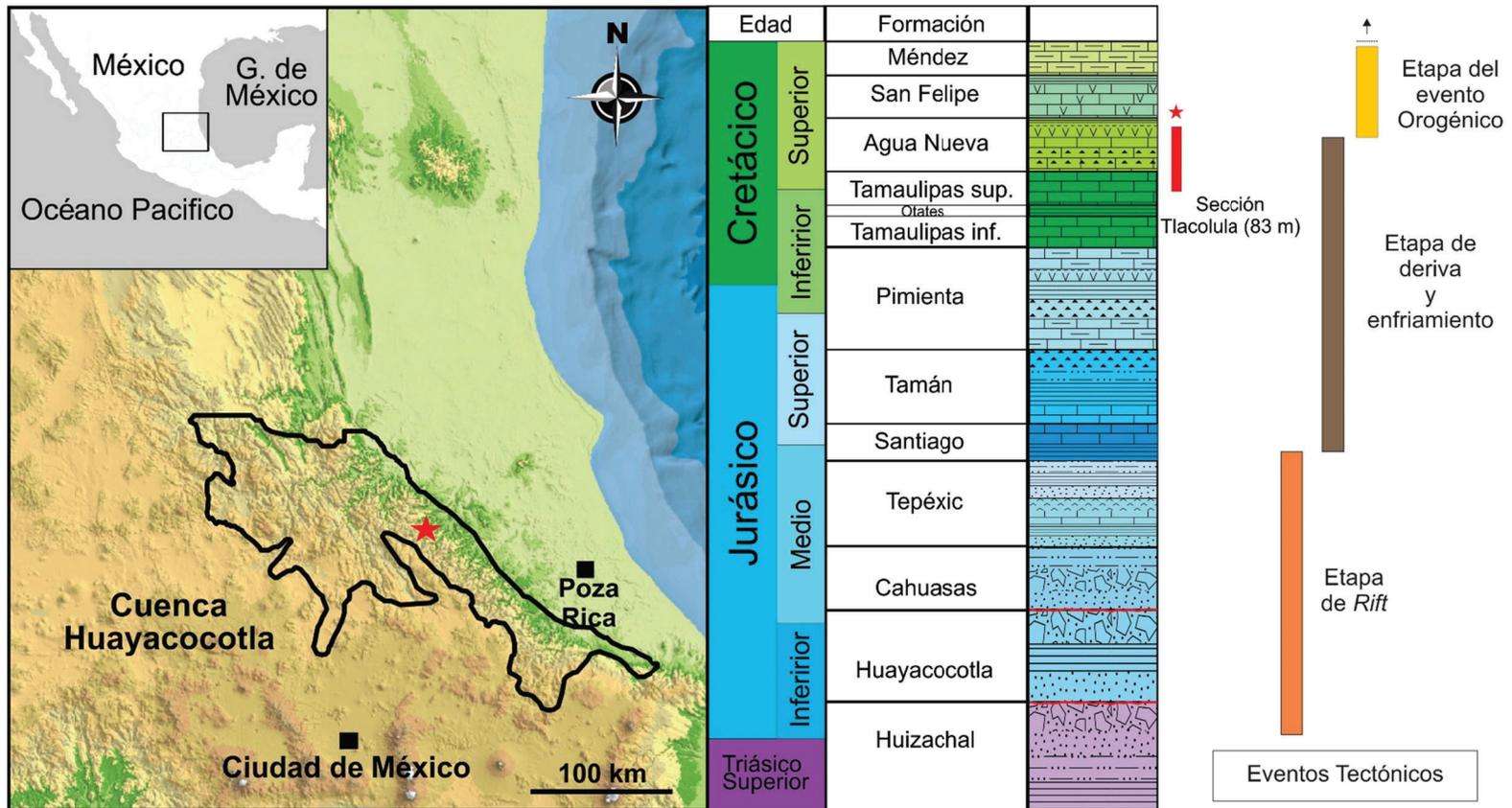


Figura. 3.2. Localización y estratigrafía de la Cuenca de Huayacocotla (tomado de la Carta geológica minera, F14-D52, 1:50000, SGM, 2005). También se muestran la temporalidad de los diferentes eventos tectónicos propuesto por [Martini y Ortega-Gutiérrez \(2018\)](#) y [Fitz-Díaz et al., \(2014\)](#) que afectaron a las cuencas del Sistema Mesozoico Atlántico de México (SMAM) y su relación con las distintas unidades estratigráficas de la cuenca.

en el centro y sur de México) que contrasta con los estilos de deformación del orógeno Laramidico de los Estados Unidos de América, razón por la cual le signaron el nombre de Orógeno Mexicano. Según [Fitz-Díaz et al \(2012\)](#), la deformación asociada a la formación de este orógeno ocurrió en dos fases principales: la primera de ellas inició en el Turoniano y terminó en el Maastrichtiano, y la segunda tuvo lugar durante el Paleoceno–Eoceno. Este evento regional/local desencadenó el fin del depósito de sedimentos carbonatados y el inicio de la acumulación de sedimentos detríticos derivados de las partes topográficamente elevadas ([Salvador, 1991](#); [Padilla y Sánchez, 2007](#); [Fitz-Díaz et al 2012](#); [Padilla y Sánchez, 2016](#)).

En la Cuenca Huayacocotla esta etapa está representada por las Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez, las cuales están caracterizadas por un alto contenido de material terrígeno correspondiente a la etapa *synorogenica* del Orógeno Mexicano ([Fitz-Díaz et al 2012](#)). La Formación San Felipe (Coniaciano–Campaniano) está representada por una sucesión de calizas cristalinas a arcillosas de estratificación delgada con horizontes intercalados de bentonita y capas delgadas de lutita y arenisca ([Sansores y Girard 1969](#); [Suter, 1990](#); [Salvador, 1991](#); [Padilla y Sánchez, 2007, 2016](#)) (Fig. 3.2). Suprayaciendo concordantemente a la Formación San Felipe se encuentra la Formación Méndez (Campaniano-Maastrichtiano), que está conformada por margas y lutitas, con delgadas capas de bentonita e intercalaciones de areniscas ([Suter, 1990](#); [Salvador, 1991](#)).



CAPÍTULO

4

# MATERIALES Y MÉTODOS

Azucena Colín Rodríguez  
Tesis de Maestría

En el presente capítulo se hace una breve introducción de las bases de los diferentes métodos y técnicas analíticas empleadas tanto en campo como en laboratorio, y se ofrecen detalles sobre la forma en que estas se aplicaron en esta investigación para obtener datos confiables de diversa índole.

#### 4.1. TRABAJO DE CAMPO

En este apartado se describen brevemente las técnicas que se emplearon para la toma de datos durante el trabajo de campo, así como los productos que se obtuvieron (Fig.4.1).

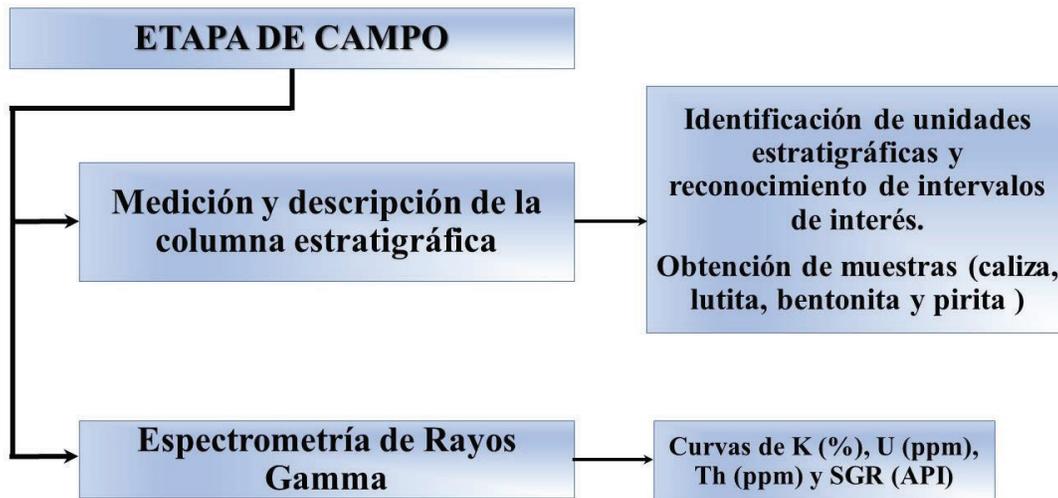


Figura. 4.1. Técnicas aplicadas durante la etapa de campo y los principales resultados obtenidos de cada una.

##### 4.1.1. Medición y descripción de la columna estratigráfica

La sección estratigráfica analizada en el presente estudio está conformada por una sucesión de estratos continuos, bien expuestos, con rasgos estructurales de poca consideración (plegamiento, fallamiento etc.). En total se midió una sección continua con longitud de 83.5 m, a intervalos de 1.5 m con subdivisiones cada 0.5 m, usando cinta métrica y un bastón de Jacob. Dicha sección comprende las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva (Fig. 4.2).

Las descripciones de campo se efectuaron a intervalos de 0.5 m, o menos, si se observaba un cambio litológico importante. Solo el intervalo entre 74 y 75.5 m no se describió, ya que este se encontraba cubierto por vegetación y su acceso era bastante complejo. La descripción de campo implicó el reconocimiento de: 1) el tipo de roca; 2) el espesor de los estratos, según el esquema establecido por [Boggs \(2001\)](#); 3) los tipos de contacto entre los estratos, 4) la textura, de acuerdo con el esquema de clasificación de [Dunham \(1962\)](#); 5) el color de la roca fresca y meteorizada, de acuerdo con lo establecido por la Sociedad Geológica Americana (GSA Rock–Color Chart; [Goddard et al., 1963](#)); 6) microfósiles, y 7) las estructuras sedimentarias. Especial atención se prestó a la variación en el grado de

bioturbación de las rocas, usando para ello la escala del índice de bioturbación (IB =0 a 6) establecida por Taylor y Goldring (1993). Además, se definió la orientación preferencial de las galerías con respecto a las superficies de estratificación (horizontales, oblicuas y perpendiculares), y el patrón de color de la bioturbación (Savrda, 2007):

- Relleno de la galería más oscuro que la roca huésped: patrón oscuro sobre claro, DOL (dark-on-light).
- Relleno de la galería más claro que la roca huésped: patrón claro sobre oscuro, LOD (light on-dark).

Sin embargo, no se logró identificar con precisión la presencia de ningún fósil traza en particular.

Durante el trabajo de campo se colectaron un total de 152 muestras, de las cuales, 139 correspondieron a caliza y lutita calcárea, tomadas a intervalos de 0.5 m y 1 m. Con el fin de evitar los efectos del intemperismo (alteración física y química de la composición inicial de la roca), se recolectaron fragmentos frescos de aproximadamente 10–20 cm de longitud libres de superficies oxidadas. Asimismo, para evitar la alteración diagenética de la señal geoquímica original de la roca, se eligieron fragmentos sin presencia evidente de cementos, vetillas y estilolitas. Todas estas muestras de roca se etiquetaron con la leyenda TLA, iniciando el primer nivel en TLA-100 (base de la sección) y terminando en la muestra TLA-192b (techo de la sección). También se recolectó una muestra de bentonita (muestra B1) de uno de los estratos más gruesos (~0.1 m) de esta litología, localizado a 36 m de la base de la sección, y 12 muestras de pirita, principalmente de tipo nodular, laminar y de relleno de galerías. Estas últimas fueron etiquetadas con la leyenda P<sub>y</sub> y numeradas en orden consecutivo.

#### 4.1.2. Espectrometría de Rayos Gamma

La mayor parte de la radiación gamma natural encontrada en la Tierra es emitida por elementos radiactivos de la serie Torio (Th), Uranio (U) y Potasio (K) (Myers, y Bristow, 1989; Ruffell y Worden, 2000). De acuerdo con Wignall y Myers (1988), el potasio es común en muchos sedimentos que contienen minerales como feldespatos, micas y arcillas, mientras que la mayor parte del uranio y el torio se encuentran en arcillas, materia orgánica y minerales pesados como la uraninita, carnotita, torita y torianita. El potasio es abundante en rocas y también se considera relativamente soluble en solución acuosa; por el contrario, el uranio y el torio son mucho menos abundantes, pero solo el uranio se presenta comúnmente soluble (Ellis y Singer, 2007).

El registro de rayos gamma es una de las herramientas más usadas en la industria petrolera para la correlación de pozos (por ejemplo, Jacobi *et al.*, 2008; Castillo *et al.*, 2010; Paryab y Ghadami, 2013). La detección de rayos gamma es un proceso mediante el cual los rayos gamma interactúan con el material del detector y al hacerlo, convierten una parte o toda su energía en radiación ionizante. El decaimiento natural genera rayos gamma, siendo así que mediante una emisión continua los electrones se convierten en una señal eléctrica observable, generando un pulso eléctrico por cada rayo gamma. El registro de rayos gamma puede reflejar el contenido de diversos materiales, por ejemplo, arcilla (K), bentonita (Th) y materia orgánica (U) (Myers, y Bristow; 1989; Ruffell y Worden, 2000; Ellis y Singer,

2007). Los detectores de rayos gamma usados en afloramientos son económicos y en comparación con los análisis de laboratorio, la información se obtiene rápidamente.

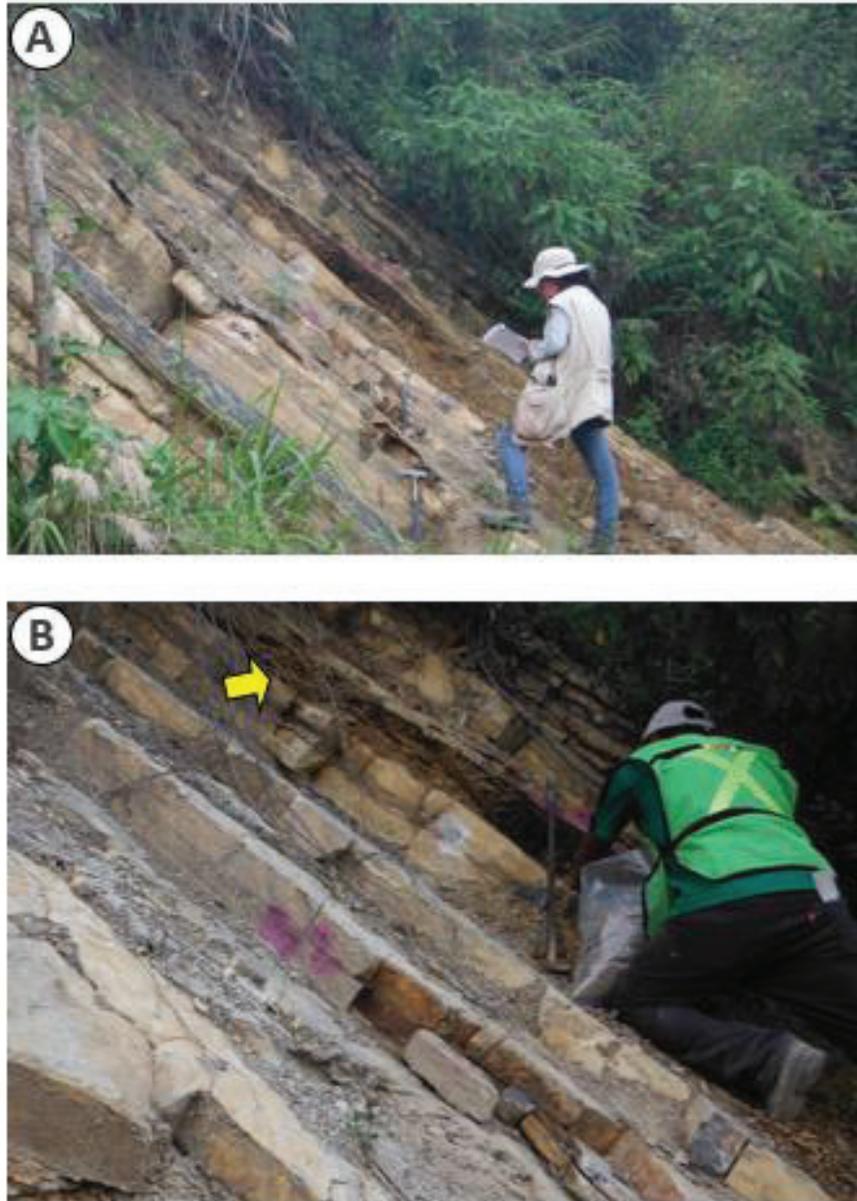


Figura. 4.2. Imágenes de la metodología empleada en campo: A) descripción del afloramiento, B) muestreo de la capa de bentonita (muestra B1, flecha).

En el presente estudio se utilizó un escintilómetro portátil RS-125, para medir los contenidos de potasio, uranio y torio (Fig. 4.3). En total se realizaron 162 mediciones (cada 50 cm), excluyendo los puntos que coincidían con alguna capa con abundante presencia de pedernal en lentes o en nódulos, considerado de origen diagenético. En cada punto de registro la medición se realizó colocando el detector del equipo de manera perpendicular al estrato y sobre una superficie plana que permitiera el contacto total con la roca fresca. Para cada punto, la medición se efectuó usando un intervalo de 60 s. El instrumento convirtió

automáticamente los conteos por segundo en cada ventana de energía y reportó la concentración en porcentaje (%) para K y ppm para U y Th (Apéndice B).

Con los valores obtenidos en cada punto de estos elementos se realizaron perfiles de variaciones a lo largo de la columna estratigráfica. Además, a partir de los valores espectrales se calcularon los valores de rayos gamma estándar (SGR) utilizando la fórmula de Ellis (2007).

$$SGR (API) = K(\%) \times 16 + U(ppm) \times 8 + Th(ppm) \times 4$$

Con el objetivo de inferir las condiciones redox durante el depósito, se calculó el índice U/Th propuesto por Jones y Manning (1994). Según estos autores, valores menores a 0.75 sugieren condiciones oxigenadas, valores entre 0.75 y 1.25 implican condiciones disóxicas y valores mayores a 1.25 señalan condiciones anóxicas. La lógica detrás de estos valores radica en qué condiciones empobrecidas en oxígeno garantizan mayor preservación de materia orgánica y por lo tanto, mayor concentración de uranio, puesto que este elemento se asocia comúnmente a la fracción orgánica de los sedimentos (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard *et al.*, 2006; Hernández, 2014). El análisis de rayos gamma aportó datos preliminares sobre la composición química de las rocas y sus variaciones a lo largo de la columna, lo cual fue fundamental para el análisis de las condiciones paleoambientales.



Figura. 4.3. Imágenes relacionadas al levantamiento de Rayos Gamma: A y B) Escintilómetro portátil RS-125; C) medición con equipo en campo.

#### 4.2. TRABAJO DE LABORATORIO

Para la aplicación de los diversos análisis de laboratorio, los fragmentos de roca fresca recolectados en campo fueron cortados, secados y limpiados con acetona para eliminar cualquier impureza. Mientras algunos fragmentos se utilizaron para la elaboración de láminas delgadas y el estudio petrográfico, otros se procesaron para la obtención de material (roca total) para los análisis geoquímicos (Fig. 4.4). En esta última tarea se usó un taladro dental con brocas de carburo de tungsteno, y se perforó la superficie de las muestras evitando principalmente fracturas y zonas altamente bioturbadas. El material obtenido se pulverizó y homogenizó con un mortero de ágata hasta lograr una granulometría muy fina (tamaño de grano inferior a 75  $\mu\text{m}$ ). Cada muestra se separó en alícuotas para los diferentes análisis geoquímicos.

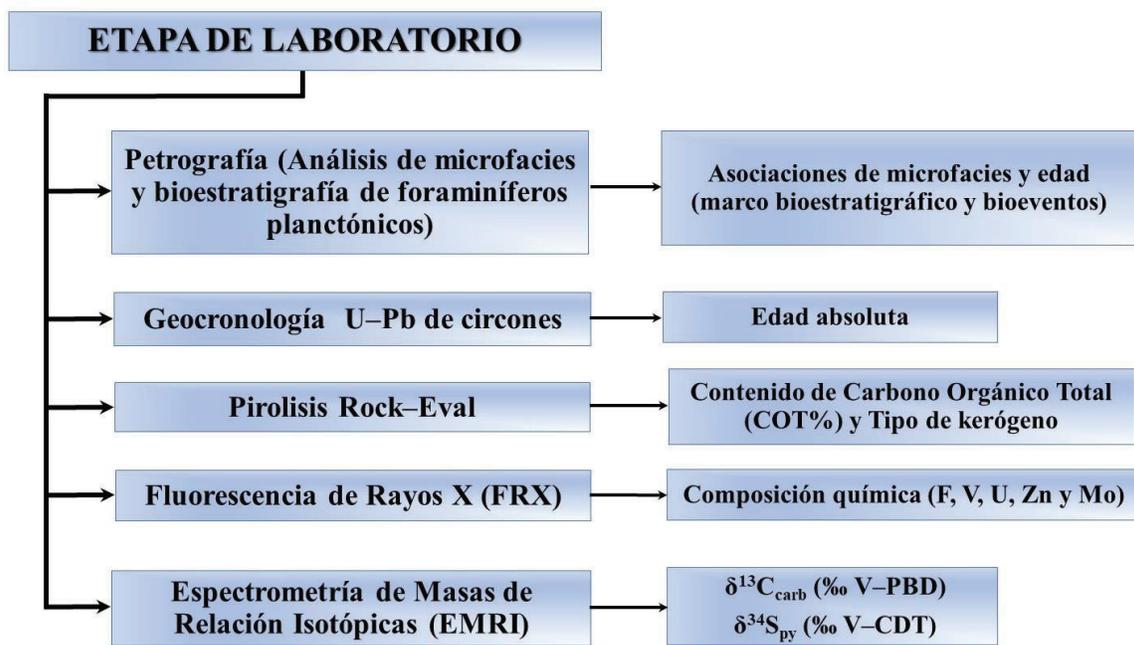


Figura. 4.4. Técnicas aplicadas durante la etapa de laboratorio y los principales resultados obtenidos de cada una.

##### 4.2.1. Petrografía (Análisis de microfacies y bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos)

###### Análisis de Microfacies

El análisis de microfacies es una herramienta que se basa en el reconocimiento bajo el microscopio de todas las características sedimentológicas y paleontológicas de una roca (Flügel, 2013). Mediante el análisis y la agrupación de estas características es posible inferir las condiciones ambientales (profundidad de depósito, nivel de energía, luminosidad, disponibilidad de nutrientes, grado de oxigenación, etc.) que tuvieron lugar durante el depósito de las sucesiones sedimentarias, en especial de las carbonatadas (Westermann *et al.*, 2010; Omaña, 2012; Omaña *et al.*, 2013; Núñez-Useche *et al.*, 2016). A diferencia de otras técnicas usadas en el campo de la sedimentología, el análisis de microfacies es interdisciplinaria, ya que integra aspectos biológicos, ecológicos y sedimentarios. También

tiene la ventaja de ser una técnica relativamente económica y que ofrece resultados rápidos.

En este trabajo, el análisis de microfacies se basó en el análisis petrográfico de 139 láminas delgadas. Para ello se usó un microscopio petrográfico Olympus BX60 ubicado en el laboratorio de microscopios Francisco J. Fabregat del Instituto de Geología. Durante el estudio se describieron aspectos como la textura, fábrica, color, grado de bioturbación, composición de los granos y el contenido de fósiles. La textura se describió según la clasificación propuesta por [Dunham \(1962\)](#); el color se identificó usando la escala de colores de la Sociedad Geológica Americana (GSA Rock–Color Chart; [Goddard et al., 1963](#)), y el índice de bioturbación se catalogó usando la escala (IB =0 a 6) de [Taylor y Goldring \(1993\)](#). También se definió el patrón de color de la bioturbación (*DOL* vs *LOD*, [Savrda, 2007](#)). Además, se hizo énfasis en la abundancia de fauna planctónica y bentónica, presencia o ausencia de materia orgánica y la presencia de minerales indicadores de condiciones redox como la pirita. El análisis semicuantitativo de la composición promedio para cada lámina se llevó a cabo utilizando los gráficos de comparación visual de [Bacelle y Bosellini \(1965\)](#).

Las microfacies determinadas fueron agrupadas genéticamente, para realizar esta agrupación se consideraron las características texturales y el contenido aloquímico (principalmente el conjunto de fósiles y su abundancia) presente en las láminas delgadas. Estas microfacies representan intervalos de la columna depositados bajo condiciones paleoambientales similares y constituyen la base de la interpretación paleoambiental que se realiza en este trabajo.

### **Bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos**

Los foraminíferos planctónicos son el grupo más abundante de microfósiles en los sedimentos depositados en el reino oceánico. Por su amplia distribución geográfica, así como por su elevada biodiversidad y rápida tasa de cambio evolutivo en el pasado geológico, son uno de los grupos más utilizados en la bioestratigrafía para establecer con éxito la edad relativa de las sucesiones sedimentarias (por ejemplo, [Coccioni y Luciani, 2005](#); [Caron et al., 2006](#); [Heldt et al., 2008](#); [Robaszynski et al., 2010](#); [Kedzierski et al., 2012](#); [Han et al., 2016](#)). El análisis de su distribución a lo largo de una columna estratigráfica permite la identificación de biozonas características que pueden ser correlacionadas globalmente y que representan lapsos de edad similar.

En esta investigación, el estudio petrográfico de las láminas delgadas permitió la identificación inicial de los principales cambios en los conjuntos de foraminíferos planctónicos. Con esta información se seleccionaron las láminas para su posterior estudio micropaleontológico, incluyendo la identificación de foraminíferos planctónicos índices, a lo largo de toda la sección estratigráfica. Este último trabajo fue realizado por la Dra. Lourdes Omaña (Instituto de Geología). Con esta información y considerando el esquema bioestratigráfico propuesto por [Premoli Silva y Sliter \(2002\)](#), se elaboró un marco bioestratigráfico para la sección Tlacolula.

El estudio bajo el microscopio de las láminas delgadas permitió también la identificación de algunos de los principales bioeventos que a nivel global caracterizan la transición Cenomaniano–Turoniano ([Keller et al., 2004](#); [Coccioni y Luciani, 2004](#); [Caron et al., 2006](#); [Robaszynski et al., 2010](#); [Negra et al., 2011](#); [Kędzierski et al., 2012](#); [Bomou et al., 2013](#); [Denne et al., 2014](#); [Núñez–Useche et al., 2016](#)).

#### 4.2.2. Geocronología U–Pb de granos de circón

El método de fechamiento por U–Pb en circón es la técnica más utilizada para cuantificar el tiempo y la edad de los eventos geológicos (Gehrels *et al.*, 2008). Este método isotópico se basa en el sistema U–Th–Pb, y más exactamente, en la medición de isótopos padres (como es el caso del  $^{238}\text{U}$ ) e hijos (como el  $^{206}\text{Pb}$ ) cuya abundancia está determinada por el decaimiento radioactivo de los primeros a formar los segundos, en un tiempo de vida media conocido (Schoene, 2014). El principal mineral utilizado para este método es el circón debido a que es un mineral que se mantiene relativamente muy estable bajo cambios extremos en las condiciones de su entorno geológico.

En este trabajo, la geocronología U–Pb se aplicó a los granos de circón procedentes de un nivel de bentonita ubicado a 36 m por encima de la base de la sección estudiada (muestra B1; Fig. 4.5A).

La primera parte del trabajo consistió en la separación y selección de los granos de circón, para ello, los pasos a seguir fueron los siguientes:

1. Trituración de forma manual.

La muestra, protegida en una bolsa de plástico, se fragmentó utilizando un marro, hasta que se obtuvo un tamaño de grano uniforme.

2. Los fragmentos de la muestra se tamizaron por medio de una torre de tamices. Se separaron las fracciones de material molido en dos fracciones:

- i. Fracción  $< 0.15$  mm
- ii. Fracción  $> 0.074$  mm

Para el análisis posterior se usaron estas fracciones, ya que son las que presentan mayor abundancia en la acumulación de los minerales pesados (circón).

3. La separación de los granos de circón se hizo mediante el método de bateo, que permite el fraccionamiento hidráulico de los minerales con base en su distinta densidad y forma, eliminando las partículas finas y preservando las pesadas.

4. Una vez que se obtuvo el concentrado de minerales pesados, se procedió a la selección manual de los granos de circón empleando un microscopio estereoscópico y una cerda fina metálica para separar y seleccionar los cristales en forma individual. Cada cristal se colocó sobre una cápsula de vidrio y posteriormente se pegó a un vidrio alargado (Fig. 4.5B). Este trabajo se realizó en el Laboratorio de Separación de Minerales del IGL–UNAM.

Posteriormente, las muestras se enviaron al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), Centro de Geociencias, UNAM, donde se montaron en resina epóxica y luego se pulieron. Este montaje de los granos de circón fue escaneado por catodoluminiscencia (CL) con el fin de obtener imágenes de la estructura interna de los cristales y elegir los puntos que serían medidos con láser (Fig. 4.5C). El análisis por ablación láser se realizó usando un espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (Thermo X Series II; Thermo Fisher Scientific Inc) (Fig. 4.5D), siguiendo la metodología de Solari *et al.* (2010).

Posteriormente, con los datos entregados por el laboratorio (Apéndice A) se descartaron aquellos con porcentajes de discordia superiores al 15%, ya que se consideró que estos datos no tenían algún significado geológico relacionado a la presente investigación. Los resultados fueron graficados en el diagrama de concordia de Tera y Wasserburg (1972) por

medio del programa Isoplot Versión 4.0 (Ludwig, 2008). También se graficaron en el estimador de densidades de Kernel para interpretar el conjunto de edades presentes en la muestra.

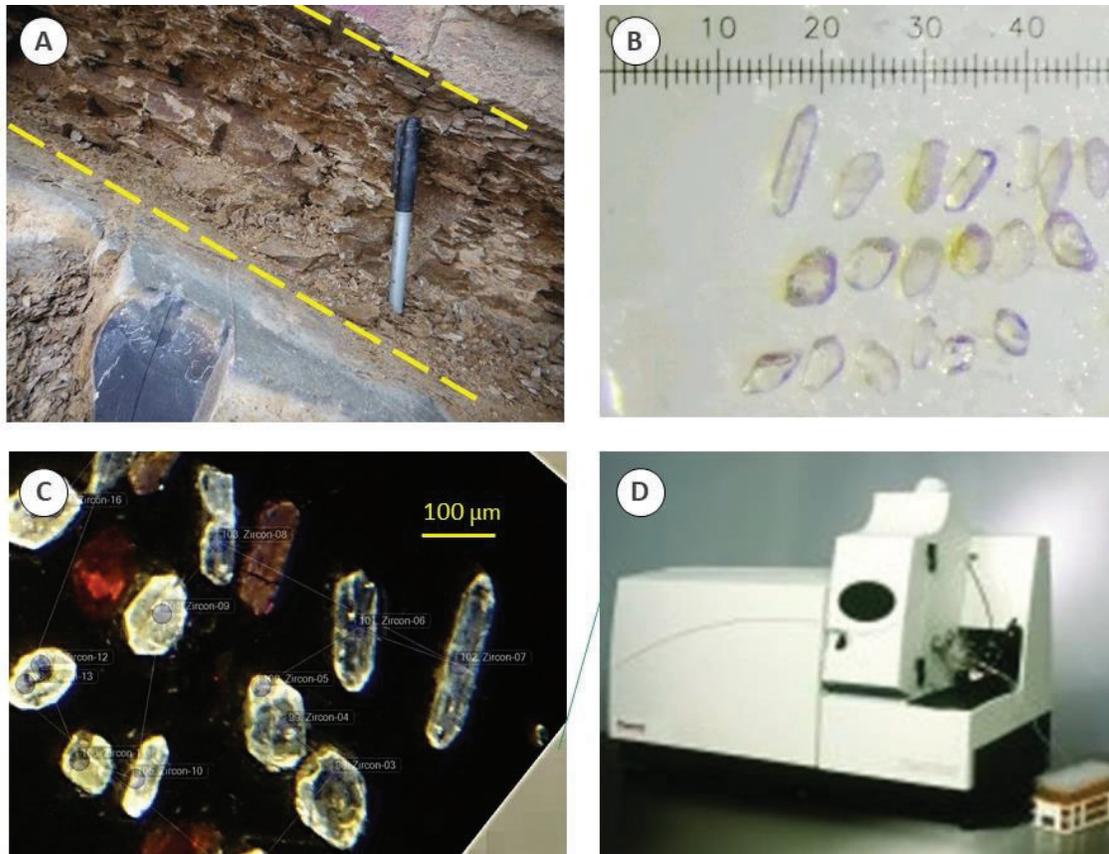


Figura. 4.5. Imágenes representativas de las diferentes etapas de obtención de información geocronológica: A) capa de bentonita B1 (color de la roca meteorizada, naranja grisáceo 10YR7/4), localizada en el metro 36, de la que se obtuvieron los granos de circón que se fecharon mediante el método U–Pb; B) fotografía de algunos granos de circón prismáticos observados mediante el microscopio estereoscópico; C) imagen de catodoluminiscencia de algunos granos de circón; D) espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (Thermo X).

#### 4.2.3. Pirólisis Rock–Eval

La Pirólisis *rock-eval* es una técnica desarrollada por el Instituto Francés del Petróleo que consiste en someter una muestra de roca a un calentamiento programado a diferentes temperaturas, con el objetivo de obtener parámetros de interés paleoambiental y económico como son el potencial petrolífero de la roca generadora de hidrocarburos, el tipo de materia orgánica, la madurez termal del kerógeno contenido en la roca entre otros (Espitalié, 1985; Sykes y Snowdon, 2002; Hart y Steen, 2015) (Fig. 4.6). Este método fue diseñado para satisfacer las necesidades de la industria petrolera, principalmente en el área de prospección, ya que proporciona, de manera rápida información sobre el contenido orgánico de las rocas, el potencial petrolero, la naturaleza de los kerógenos y su estado de maduración (Fig. 4.6).

Uno de los principales resultados de la aplicación de esta técnica es el contenido de carbono orgánico total (COT), el cual se distingue del carbono inorgánico por su derivación; pues el carbono orgánico se deriva de la materia biogénica, mientras que el carbono inorgánico se deriva de la materia mineral. El carbono orgánico representa el componente más grande de la materia orgánica, siendo uno de los mejores indicadores de productividad (Dunne *et al.*, 2005; Zonneveld *et al.*, 2010). Sin embargo, el contenido medido de COT de los sedimentos es una función no solo de la productividad primaria sino también de la: 1) exportación de partículas (Dunne *et al.*, 2005), 2) preservación del carbono orgánico en la columna de agua durante la diagénesis, y 3) dilución del carbono orgánico por otros componentes litogénicos o biogénicos en el sedimento. Como el carbono orgánico suele ser un componente menor de los sedimentos marinos y solo se conserva una pequeña fracción de la producción primaria, los pequeños cambios en el factor de preservación del carbono orgánico pueden tener un efecto importante en el contenido del COT del sedimento (Schoepfer *et al.*, 2015). Mediante el cálculo del contenido de oxígeno e hidrógeno (índices de oxígeno e hidrógeno; Fig. 4.6) presente en el kerógeno, que es la materia orgánica insoluble en forma de partículas diseminada en las rocas, esta técnica permite también conocer el origen de la materia orgánica (lacustre, marina y continental) (Espitalié, 1985; Lafargue, 1998; Hart y Steen, 2015) (Fig. 4.6).

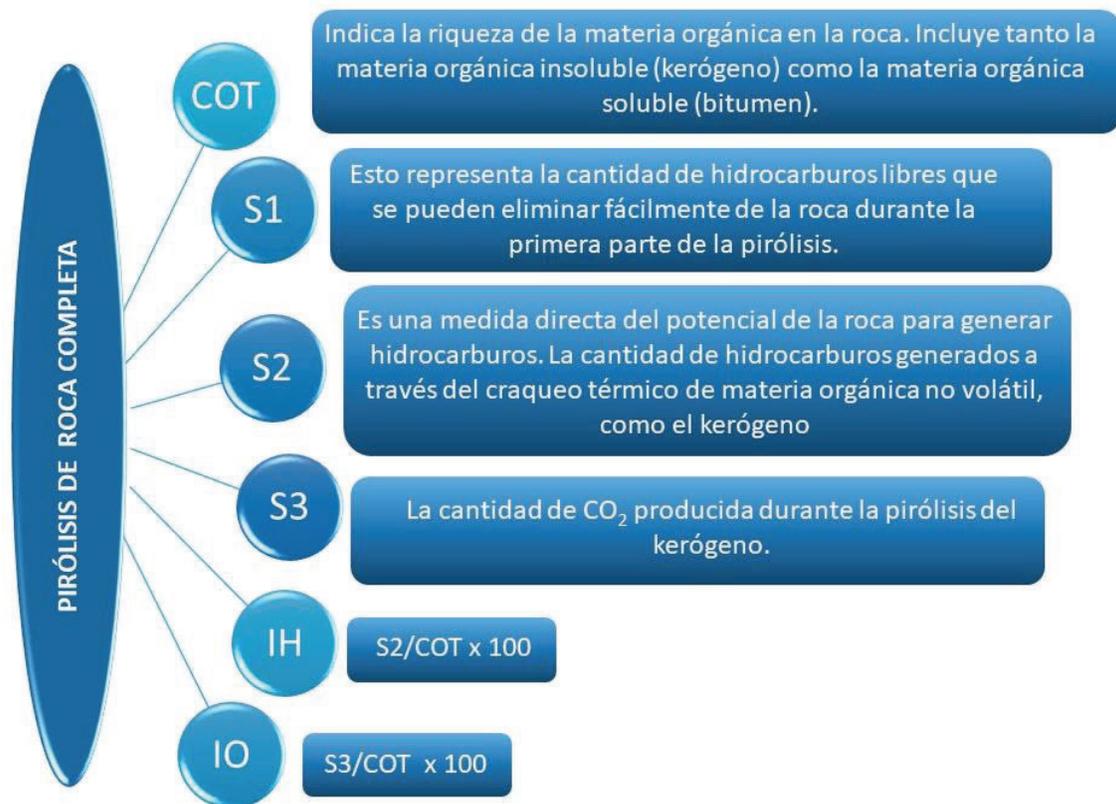


Figura. 4.6. Resumen de los parámetros obtenidos y calculados a partir de la técnica de pirólisis rock-eval.

En este trabajo, el estudio de pirólisis *rock-eval* se efectuó en 118 muestras y se realizó en dos pasos:

1. Determinación del contenido de COT: este análisis se realizó usando un analizador *rock-eval* LECO C744 en los laboratorios Weatherford, análisis ejercidos por personal de la misma compañía y un analizador *rock-eval*™ 6 (Fig. 4.7), en el Instituto de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Lausana en Suiza, dirigidos y realizados por el Dr. Thierry Adatte.
2. Aquellas muestras con un contenido de COT mayor a 1% se sometieron a un estudio más riguroso de pirólisis, también efectuado mediante el equipo *rock-eval*™ 6. Para ello se utilizó el método descrito por [Espitalié \(1985\)](#), [Lafargue, \(1998\)](#) y [Behar et al. \(2001\)](#). Se obtuvieron distintos parámetros picos S1, S2 y S3; (Fig. 4.6), cuyas mediciones fueron calibradas usando el estándar IFP 160000. Con los resultados de este análisis se calculó el índice de oxígeno (IO, mg CO<sub>2</sub>/g COT) y el índice de hidrogeno (IH, mg HC/g COT, HC = hidrocarburos) (Fig. 4.6).

A partir de los datos obtenidos de laboratorio (Apéndice B), se generó la curva de COT, que en asociación con otros indicadores sirvieron para la interpretación de las condiciones de paleoproductividad y condiciones redox. Los datos obtenidos también fueron claves para clasificar la materia orgánica (tipo de kerógeno), para lo cual se utilizó un gráfico derivado del diagrama tradicional de Van Krevelen ([Espitalié et al., 1985](#)) al reemplazar las relaciones H / C y O / C con el índice de hidrógeno (IH) y el índice de oxígeno (IO).



Figura. 4.7. Equipo utilizado para los estudios de COT. *rock-eval* LECO C744 y *rock-eval*™ 6.

#### 4.2.4. Fluorescencia de rayos X (FRX)

Diversos estudios se han enfocado en las concentraciones elementales de depósitos sedimentarios, con el fin de reconstruir las condiciones paleoambientales de un lugar o región (por ejemplo, Algeo y Maynard, 2004, 2008; Algeo y Rowe, 2012; Algeo y Tribovillard, 2009; Brumsack, 2006; Tribovillard *et al.*, 2006). La Fluorescencia de Rayos-X (FRX) es uno de los métodos más usados para medir datos geoquímicos con el fin de reconstruir las condiciones paleoambientales de un lugar o región y aplica técnicas tanto destructivas como no destructivas. El fundamento de esta técnica se basa en que un electrón puede ser expulsado de su orbital atómico por la absorción de una onda de luz (fotón) de suficiente energía para mover el electrón de un orbital a otro. De esta forma al determinar la energía (longitud de onda) de la luz de rayos X (fotón) emitida por un elemento en particular, es posible determinar su identidad; en otras palabras, los rayos X interactúan con una muestra y generan rayos X secundarios (fluorescencia) dependiendo de la composición química del material que se esté analizando (Lachance, y Claisse 1995; Quiroz Jiménez y Priyadarsi, 2017).

En este trabajo, esta técnica se aplicó a un total de 117 muestras (Apéndice B), usando un espectrómetro portátil Thermo Scientific Niton XL3t del Laboratorio de Geoquímica Ambiental (Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, LANGEM). Este equipo es un espectrómetro de dispersión de rayos X que cuenta con un tubo emisor de rayos X con un ánodo de Au de 50 kv, y un detector semiconductor de alto rendimiento (Fig. 4.8). El equipo estimó las concentraciones de 37 elementos a partir de un método de medición no destructivo. Para ello, entre 4–5 g de cada muestra pulverizada se empaquetó en bolsas de plástico, tratando de ocupar un volumen con un área de aproximadamente 1 cm<sup>2</sup> y una altura de 1 mm, con la cual interactuó el equipo. Cada muestra se midió tres veces usando el “Modo Suelo” (límite de detección concentraciones por debajo de 30.000 ppm), durante un tiempo de 105 segundos, y el “Modo Mina Cu y Zn” (para las concentraciones de Ca y Fe), con un tiempo de medición de 40 segundos. Con el objetivo de controlar la calidad de los datos, cada 10 muestras se realizaron mediciones de materiales de referencia (Montana–2710a, Montana–2711) y de un Blanco.



Figura. 4.8. Equipo portátil de Fluorescencia de Rayos X, Thermo Scientific Niton XL3t.

Para evaluar la calidad de los datos y decidir las concentraciones elementales con buen nivel de certidumbre se siguieron los siguientes procedimientos:

- Aquellos elementos que presentaban más del 70% de los datos por debajo del límite de detección fueron eliminados.
- Considerando los valores de los estándares y del blanco, así como de las tres mediciones realizadas por muestras, se evaluó la precisión y exactitud de cada medición.

#### 4.2.5. Espectrometría de masas de relaciones isotópicas (EMRI)

La espectrometría de masas de relaciones isotópicas es una técnica que se utiliza para conocer la abundancia relativa de los isótopos estables de diferentes elementos (C, N, H, O y S) en determinada muestra. De manera general, la técnica se basa en la separación de las mezclas isotópicas con base en su diferente masa atómica y frecuencia vibracional (Hoefs y Hoefs., 2009; Sharp, 2017). Antes que la abundancia absoluta de las especies isotópicas, esta técnica detecta de manera exacta y precisa la razón entre la abundancia de un par isotópico, incluso en concentraciones extremadamente bajas de uno de ellos. En este trabajo, esta técnica se aplicó para conocer la composición isotópica del carbono del carbonato ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} \text{‰}$ ) presente en las muestras de roca y la composición isotópica del azufre de los cristales de piritita ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}} \text{‰}$ ).

#### Isótopos estables de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ )

La comprensión de los ciclos de carbono inorgánicos y biológicos y sus interrelaciones a través del tiempo geológico es de importancia fundamental para la geoquímica. El carbono se produce en una amplia variedad de compuestos en la Tierra, desde compuestos orgánicos hasta compuestos inorgánicos oxidados como el  $\text{CO}_2$ , el cual es abundante en las rocas carbonatadas. El gran espectro de estados de oxidación en una variedad de diferentes ambientes geológicos es una situación ideal para que ocurra el fraccionamiento isotópico de forma natural (Hoefs y Hoefs, 2009; Sharp, 2017).

El Carbono tiene dos isótopos estables (Hoefs y Hoefs., 2009):

$^{12}\text{C} = 98.99\%$  (abundancia isotópica)

$^{13}\text{C} = 1.11\%$

Las relaciones de isótopos de carbono se expresan en término de  $\delta^{13}\text{C}$  y en relación con el estándar Viena Pee Dee Belemnite (V-PDB) de la siguiente manera: como:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \left( \frac{\left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{muestra}} - \left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{estándar}}}{\left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{estándar}}} \right) \times 1000$$

De esta ecuación se deduce que:

El valor de  $\delta^{13}\text{C} = 0$ , cuando la relación  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de la muestra es igual a la del patrón.

El valor de  $\delta^{13}\text{C} > 0$ , cuando la relación  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de la muestra es superior a la del patrón.

El valor de  $\delta^{13}\text{C} < 0$ , cuando la relación  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de la muestra es inferior a la del patrón.

En este trabajo, el procedimiento para determinar las relaciones isotópicas de carbono en el carbonato (valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ) consistió en la medición de un total de 126 muestras de roca total pulverizada ( $\text{CaCO}_3 > 10\%$  en peso) (Apéndice B). No se analizaron muestras que manifestaban evidencia clara de calcita recristalizada o formada por diagénesis. Aproximadamente 50–60 mg de cada muestra se trataron con ácido ortofosfórico ( $\text{H}_3\text{PO}_4$  al 100%) a temperatura de  $70^\circ\text{C}$ ; el  $\text{CO}_2$  derivado de la reacción se analizó con un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas (EMRI), siguiendo el procedimiento descrito por Révész y Landwehr (2002). La unidad EMRI utilizada se encuentra localizada en el Instituto de Dinámica de la Superficie de la Tierra, de la Universidad de Lausanne (IDYST–UNIL). El equipo consiste en un analizador elemental (Carlo Erba 1108 EA), conectado a un EMRI Thermo Fisher Scientific Delta V Plus (Fig. 4.9). Los resultados de los isótopos fueron expresados en por mil (‰) en relación con el estándar V–PDB (Viena–Pee Dee Belemnite).

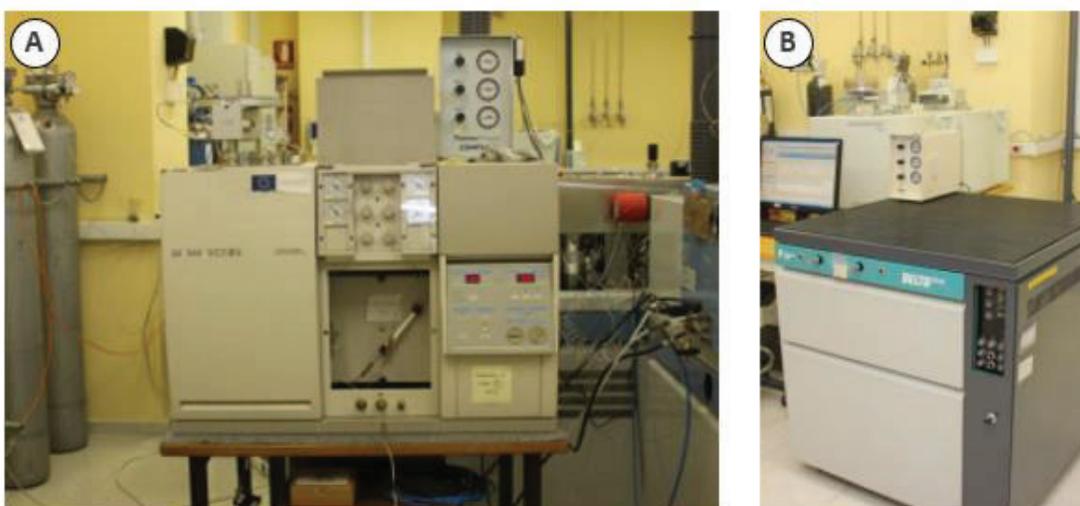


Figura. 4.9. Equipo utilizado para determinar las relaciones isotópicas de carbono. A) analizador elemental Carlo Erba 1108 EA; B) EMRI Thermo Fisher Scientific Delta V Plus.

### Isótopos estables de azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ )

El azufre está presente en casi todos los ambientes naturales. Puede ser un componente importante en los depósitos minerales, se puede encontrar formando sulfatos en evaporitas, se presenta en sustancias orgánicas, en aguas marinas y sedimentos como sulfuro y sulfato (Rosman y Taylor 1998). El análisis de isótopos estables de compuestos de azufre sedimentario es una parte integral en la reconstrucción paleoambiental de ambientes marinos. El registro de isótopos de azufre muestra variaciones seculares claramente discernibles, en diferentes escalas de tiempo geológico (Joachimski *et al.*, 2001; Shen *et al.*, 2001; Werne *et al.*, 2002).

El azufre tiene cuatro isótopos estables (Rosman y Taylor 1998):

- $^{32}\text{S}$ : 95.04%
- $^{33}\text{S}$ : 0.75%
- $^{34}\text{S}$ : 4.20%
- $^{36}\text{S}$ : 0.01%

En general, solo se miden las relaciones  $^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$ , ya que estos son los dos isótopos más abundantes de azufre. Las relaciones de isótopos de azufre están dadas por la notación  $\delta^{34}\text{S}$  y se informan en relación con el estándar V–CDT (Viena–Troilita del Cañón del Diablo) de la siguiente manera:

$$\delta^{34}\text{S}(\text{‰}) = \left( \frac{\left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{muestra}} - \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{estándar}}}{\left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{estándar}}} \right) \times 1000$$

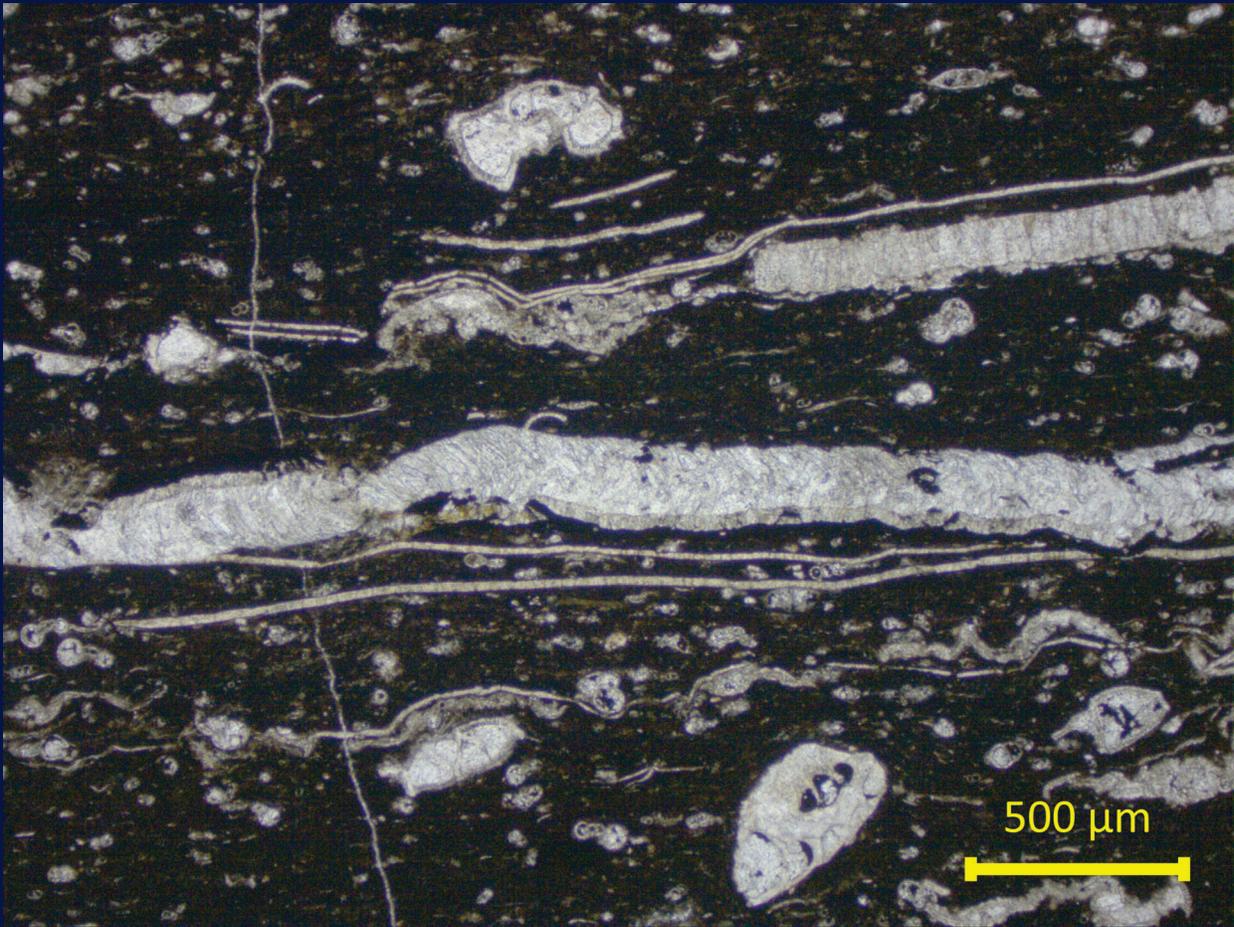
En este trabajo, el estudio de isótopos de S fue realizado en los laboratorios del Serveis Científico–Técnic de la Universidad de Barcelona en España. En total se midieron 12 muestras de pirita, en su mayoría nodular y laminar (Apéndice B). Los análisis se efectuaron en un espectrómetro de masas de flujo Finnigan MAT Delta–S, con un analizador elemental acoplado TC–EA (Fig. 4.10), de acuerdo con el método de [Giesemann \*et al.\* \(1994\)](#). Los estándares utilizados para la calibración fueron IAEA S3, IAEA S1, NBS–123 e IAEA S2. Los resultados de los isótopos fueron expresados en por mil (‰), en relación con el estándar V–CDT.



Figura. 4.10. Espectrómetro de masas de flujo Finnigan MAT Delta–S.

Una vez obtenidos los valores isotópicos del azufre de las piritas ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ ), se realizó el cálculo del fraccionamiento isotópico entre el sulfato y la pirita, considerando que las piritas analizadas se formaron en equilibrio con el sulfato del agua marina del Cenomaniano–Turoniano ( $\delta^{34}\text{S} = +17$  a  $+21\text{‰}$ , promedio alrededor de  $+19\text{‰}$ ; [Paytan \*et al.\*, 2007](#)):

$$\Delta^{34}\text{S}_{\text{sulfato–pirita}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{(agua marina del C/T)}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$$



CAPÍTULO

5

RESULTADOS

Azucena Colín Rodríguez  
Tesis de Maestría

En este capítulo se presentan los resultados del estudio multidisciplinario de la sección Tlacolula, basado en la aplicación de las diversas técnicas y metodologías, tanto de campo como de laboratorio (análisis sedimentológico, levantamiento de rayos gamma, análisis de microfacies, estudios geoquímicos y fechamientos). Todos estos datos son la base para el análisis e interpretación de las condiciones paleoambientales que es el objetivo primordial del presente estudio.

### 5.1. CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS DE LA SECCIÓN TLACOLULA

El transecto estudiado en esta investigación (Sección Tlacolula) está compuesto por dos unidades litoestratigráficas que de base a techo corresponden a las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva, y que se encuentran en contacto estratigráfico concordante y de carácter transicional. Es importante mencionar que en dicha sección no se observaron evidencias de superficies discontinuas que interrumpieran la sedimentación y que no existe deformación tectónica significativa que interrumpa la continuidad estratigráfica o cause duplicidad de los estratos. El control estratigráfico solo se pierde un par de metros en la Formación Agua Nueva debido a un intervalo cubierto y de difícil acceso para su estudio (Fig. 5.1).

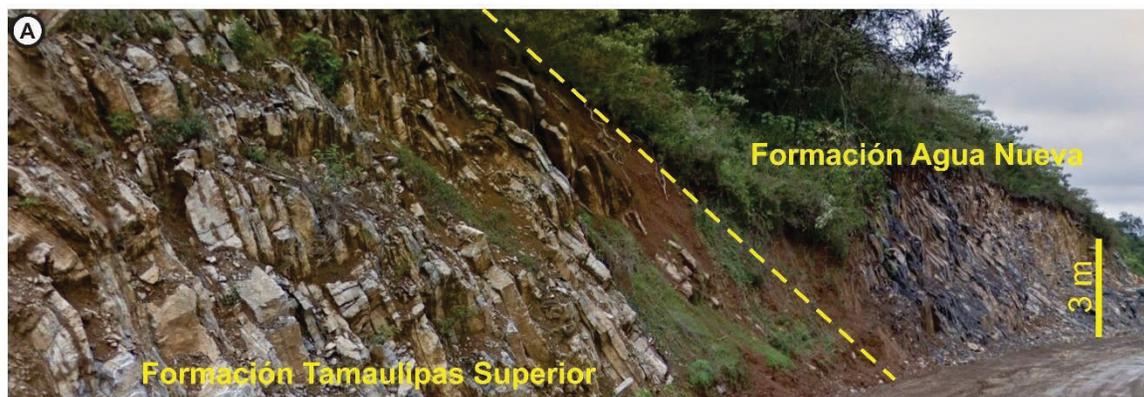


Figura. 5.1. Contacto entre las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva (límite marcado con línea a trazos). A pesar de que el contacto entre ambas formaciones es transicional, el límite mostrado en esta imagen se definió considerando la zona de mayor contraste entre las características litológicas, principalmente por el cambio en la coloración de la roca meteorizada (marrón rojizo pálido a rojo moderado) y la diferencia en el espesor de los estratos (de gruesos a delgados).

Las observaciones de campo detalladas y el muestreo en esta sección proporcionaron datos esenciales para todos los análisis petrográficos y geoquímicos que se utilizaron para las interpretaciones sedimentológicas, bioestratigráficas y paleoambientales. Como parte de los resultados del trabajo de campo del presente estudio, se presenta una descripción de los principales rasgos sedimentológicos de los paquetes rocosos que comprenden estas unidades litoestratigráficas.

### 5.1.1. Formación Tamaulipas Superior

Esta formación tiene un espesor de 57 m en afloramiento a partir de su contacto superior con la Formación Agua Nueva. Se desconoce la base estratigráfica de la unidad a lo largo de la sección estudiada ya que se encuentra cubierta por sedimentos cuaternarios. La Formación Tamaulipas Superior está compuesta principalmente por estratos paralelos y continuos de caliza intercalada con escasos estratos de lutita y bentonita. Hacia la base del afloramiento se compone principalmente de caliza negro grisáceo (N2) en superficie fresca y marrón rojizo pálido (10R 5/4) en superficie meteorizada. Esta litología se presenta en estratos de espesores gruesos a medios (0.3–0.1 m) (Fig. 5.2A), de textura *mudstone*, con presencia de lentes y nódulos de pedernal de color negro (N1) alineados de manera paralela a las superficies de estratificación (Fig. 5.2B), y pirita en nódulos y diseminada. A partir del metro 37 los estratos de caliza disminuyen su espesor, predominando estratos de espesor medio (0.2–0.1 m), y además cambian texturalmente a *wackestone–mudstone*. Estas presentan un color negro grisáceo (N2) en superficie fresca y amarillo moderado (5Y 7/6) en superficie meteorizada. En ciertos estratos se observan galerías paralelas a la superficie de estratificación (índice de bioturbación, IB = 1). Estas galerías generalmente presentan un relleno de coloración más oscuro que la roca huésped (patrón de color oscuro sobre claro; *DOL*) (Fig. 5.2C). La lutita es calcárea y se presenta como estratos delgados (0.1 m), laminares paralelos de color negro (N1) (Fig. 5.2D). Su presencia es escasa en la base de la formación, pero se incrementa hacia la cima gradualmente. Por su parte, la bentonita se presenta en estratos finos a muy finos (0.03 – 0.1 m) y tiene un característico color verde pálido (10G 8/2) (Fig. 5.2E), la superficie de estratificación es plana a ligeramente irregular.

### 5.1.2. Formación Agua Nueva

La Formación Agua nueva tiene un espesor de 26 m en la sección estudiada. La caliza presenta un color negro (N1) en superficie fresca y rojo moderado (5R 4/6) en superficie meteorizada. Esta litología se presenta en estratos delgados (0.1 m) (Fig. 5.3A), de textura *wackestone*, con presencia de abundantes lentes y nódulos de pedernal de color negro (N1) y alineados de manera paralela a la estratificación (Fig. 5.3B). Los estratos de caliza se alternan con abundantes estratos finos a muy finos (0.05–0.1 m) de bentonita verde pálido (10G 8/2) (Fig. 5.3C) y frecuentes estratos delgados (0.1 m) de lutita calcárea negro grisáceo (N2) (Fig. 5.3D).

En ciertos intervalos, la caliza y lutita son carbonáceas (Fig. 5.3E). Además, pueden presentar pirita de tipo nodular (Fig. 5.4A), diseminada y en galerías (Fig. 5.4B). Algunos estratos de caliza de la parte superior de la sección contienen nódulos calcáreos (Fig. 5.4C). A diferencia de la Formación Tamaulipas Superior, la mayoría de los estratos de la Formación Agua Nueva están bioturbados, con un índice de bioturbación moderado a alto (IB=2–4). Las galerías se aprecian tanto de manera horizontal (paralelas a la estratificación) como oblicuas (Figs. 5.4, D–E), aunque las primeras suelen ser las más comunes. El relleno de estas estructuras generalmente presenta una coloración más oscura que la de la roca huésped (patrón oscuro sobre claro, *DOL*), sin embargo, en algunos casos, también puede tener una coloración más clara (patrón claro sobre oscuro, *LOD*) (Fig. 5.4, D–E).

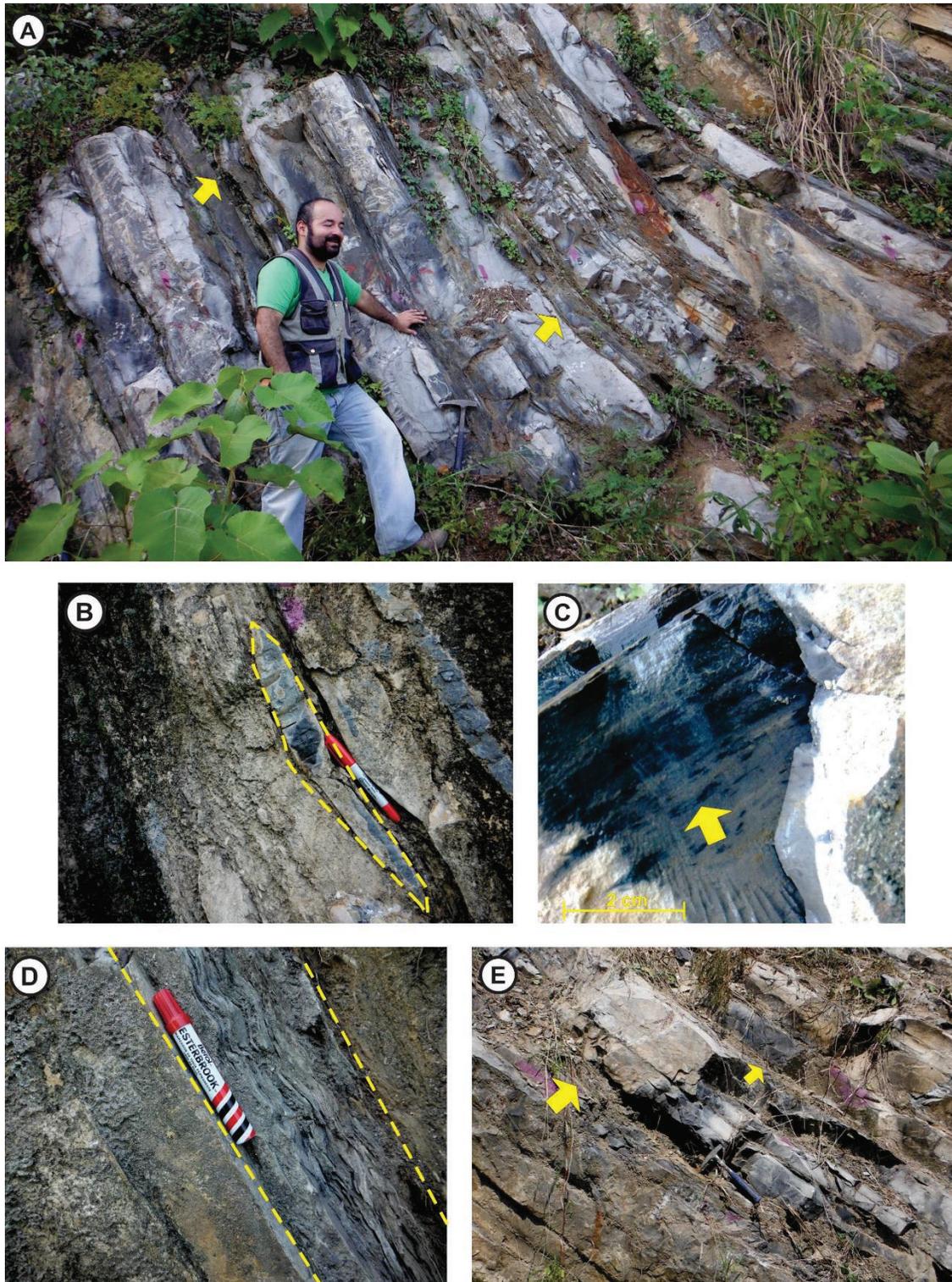


Figura. 5.2. Características sedimentológicas de la Formación Tamaulipas Superior en la sección estudiada: A) intercalación de estratos gruesos a medios de caliza con ocasionales estratos delgados de lutita (flecha); B) lente de pedernal; C) Galerías paralelas a la estratificación (flecha); D) estrato de lutita calcárea laminar ondulada paralela; E) Estrato de caliza con intercalaciones de estratos de bentonita (flecha).



Figura. 5.3. Características sedimentológicas de la Formación Agua Nueva en la sección estudiada: A) se aprecia la Formación Agua Nueva representada por una sucesión de estratos delgados de caliza ligeramente arcillosa; B) nódulos de pedernal; C) estratos finos a muy finos de bentonita; D) estratos de lutita calcárea laminar; E) estrato delgado de lutita calcárea carbonácea.

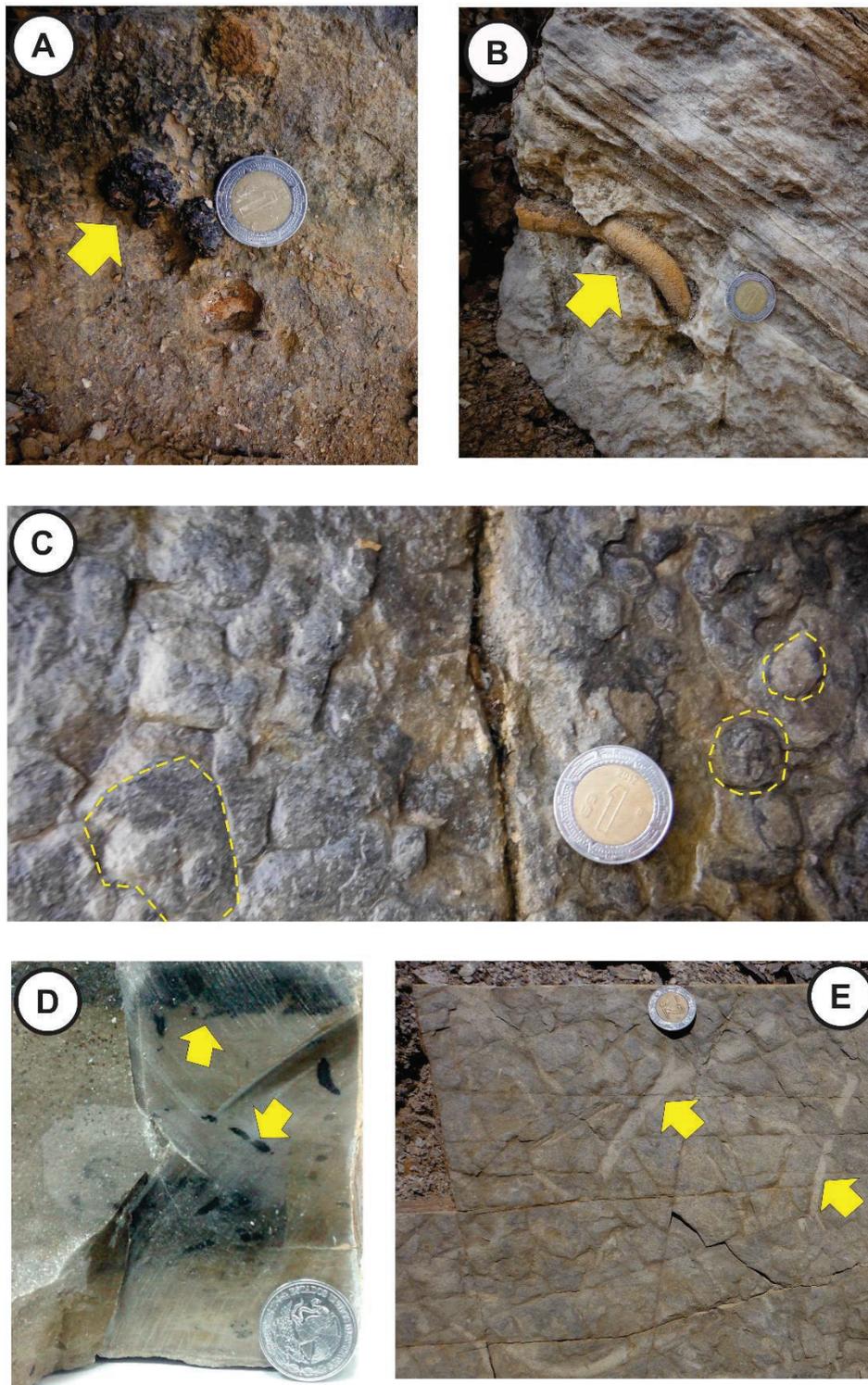


Figura. 5.4. Características sedimentológicas de la Formación Agua Nueva en la sección estudiada: A) nódulos de pirita (flecha); B) galería piritizada (flecha); C) nódulos calcáreos; D) galerías oblicuas a la estratificación, con patrón de color oscuro sobre claro (*DOL*) (flecha); E) galerías horizontales en la superficie del techo de un estrato, con patrón de color claro sobre oscuro (*LOD*) (flecha).

## 5.2. REGISTROS ESPECTRALES DE RAYOS GAMMA

En la sección Tlacolula, el contenido de K varía entre 0.1 y 4.1% (promedio de 0.89%, n=162), mientras que el de Th varía entre 0.4 y 31.4 ppm (promedio de 3.22 ppm, n=162). Por otro lado, el contenido de U varía entre 0 y 14.9 ppm (promedio de 3.59 ppm, n=162) (Fig. 5.5). En general, la abundancia de Th, U y K, es uniforme en todo el perfil estratigráfico de la sección Tlacolula, con excepción de algunos pequeños intervalos. En la Formación Tamaulipas Superior el intervalo 48.5–51.5 m presenta los valores más altos de U (hasta 15 ppm) de todo el perfil. Este intervalo coincide también con un ligero incremento en los valores de Th (hasta 5.4 ppm). En la Formación Agua Nueva el intervalo 71–77 m exhibe los valores más altos de Th (hasta 31.4 ppm) y K (hasta 4.1%). Este intervalo también coincide con un ligero incremento de U (hasta 5.8 ppm).

Por otra parte, los valores de SGR varían entre 20 y 219.2 unidades API, incrementándose ligeramente desde la Formación Tamaulipas Superior hacia la Formación Agua Nueva (Fig. 5.5). Desde la base hasta la parte superior, la curva SGR se puede dividir en cuatro intervalos distintivos en función de las principales deflexiones de la curva SGR etiquetados como I (0–27 m); II (27–48 m), III (48–66.5 m), y IV (66.5–83 m). Es importante señalar que estos intervalos presentan cierta correlación con la firma del registro de rayos gamma identificado en el Campo Cacalilao (García-Sandoval, 2016), perforado por Pemex en la Cuenca Tampico–Misantla (Fig. 5.5). Según este registro, para la Formación Tamaulipas Superior los valores de SGR son bajos, con ligeras variaciones (intervalos I y II); mientras que la transición entre las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva se puede definir mediante un marcado cambio a valores más altos (segmento III). Por último, la parte basal de la Formación Agua Nueva muestra altos valores en los registros de rayos gamma, mismos que tienden a disminuir hacia la cima de la unidad (segmento IV).

Por otra parte, se graficaron las relaciones elementales U/Th, que como ya se mencionó en el capítulo 2 se utiliza como indicador para evaluar las condiciones paleo-redox. La relación U/Th en el segmento I presenta valores de 0.19 a 9.6 (valor promedio de 2.09, n=56), mientras que en el segmento II los valores van de 0.19 a 5.0 (valor promedio de 1.35, n=36). Para el segmento I estos valores sugieren condiciones disóxicas con pequeños intervalos anóxicos, mientras que para el intervalo II las condiciones predominantes son disóxicas con pequeños intervalos óxicos. El segmento III tiene valores entre 0.75 y 37.25 (promedio de 3.42, n=38), siendo el intervalo con los valores más altos de toda la sección, que correlacionan con un incremento de la curva SGR (límite Tamaulipas Superior–Agua Nueva) y sugiere condiciones anóxicas a disóxicas. Por último, el segmento IV presenta valores entre 0.095 a 1.79 (valor promedio de 0.65, n=34), lo que sugiere un régimen óxico-disóxico (Fig. 5.5).

## 5.3. EDAD

La edad de la sección Tlacolula ha sido constreñida al lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano considerando la edad obtenida mediante el fechamiento U–Pb de granos de circón (Apéndice A) de la muestra de bentonita B1 localizada en el metro 36, así como la posición de las distintas biozonas de foraminíferos planctónicos y de los bioeventos identificados (Figs. 5.6 y 5.7).

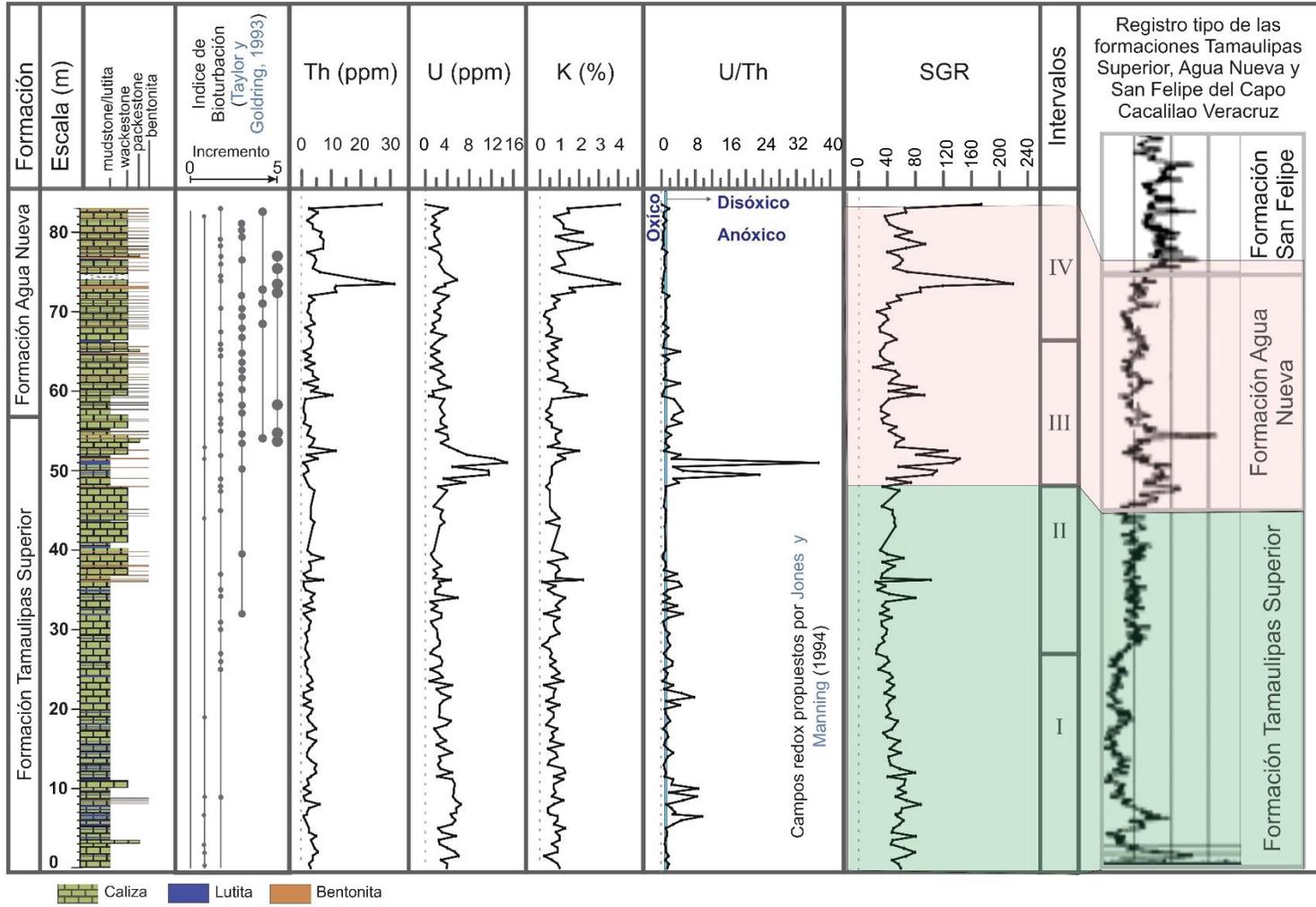


Figura. 5.5. Curvas obtenidas del levantamiento de Rayos Gamma. Se muestra la relación U/T y la correlación de la curva SGR de la sección Tlacolula con la curva GR del Campo Cacalilao perforado por Pemex en la cuenca Tampico-Misantla (tomado de [García-Sandoval, 2016](#)).

5.3.1. Edad absoluta

La muestra de bentonita analizada (B1) presentó un reducido contenido de granos de circón (n= 35). Estos corresponden a granos de circón prismáticos euhedrales a subhedrales con terminaciones piramidales (en algunos casos rotos y redondeados) e incoloros. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran en algunos granos de circón zoneación concéntrica (Fig. 5.6A). Dada la pequeña dimensión de la mayoría de los cristales, solo 14 de ellos arrojaron edades concordantes que definen una edad media ponderada ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) de  $89.9 \pm 1.5$  Ma (Fig. 5.6B y C). Esta edad se interpreta como la edad de emplazamiento de la bentonita.

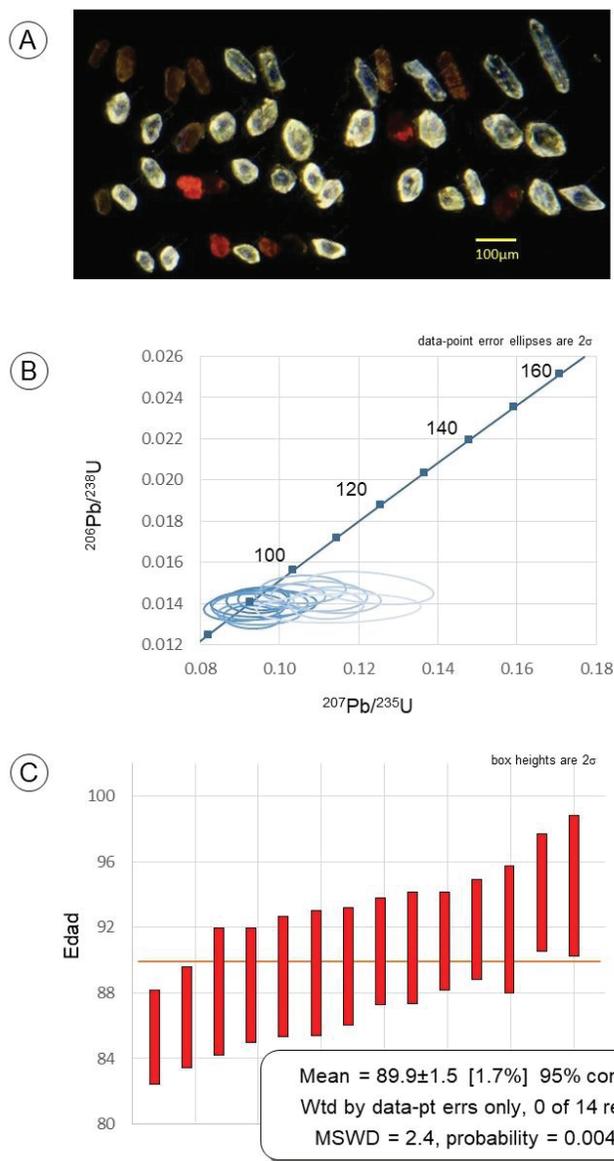


Figura. 5.6. Resultados de la datación por el método U–Pb: A) imágenes de catodoluminiscencia donde se pueden observar las formas prismáticas y redondeadas de los granos de circón; B) diagrama de concordia; C) diagrama de densidades de Kernel. Ambos diagramas fueron usados para interpretar el conjunto de edades presentes en los granos de circón analizados. La posición de la bentonita B1 puede ser observada en la Fig. 5.7 (Línea delgada de color rojo).

### 5.3.2. Biozonas de foraminíferos planctónicos y bioeventos

Los foraminíferos planctónicos son de gran importancia debido a su amplia distribución. Sus cambios morfológicos y tendencias evolutivas sirven para determinar su distribución bioestratigráfica y así realizar el fechamiento relativo de sucesiones sedimentarias de interés geológico (Robazynski *et al.*, 2010; Omaña, 2012; Kedzierski *et al.*, 2012; Omaña *et al.* 2013; Denne *et al.*, 2014; Núñez–Useche *et al.*, 2016).

Las determinaciones micropaleontológicas de foraminíferos planctónicos en este trabajo se emplearon para identificar rangos zonales, considerando los fósiles índices y los cambios microfaunísticos. De esta forma, el esquema biozonal determinado se realizó considerando únicamente los principales cambios faunísticos.

Dentro de la sección Tlacolula los foraminíferos planctónicos se determinaron en secciones delgadas, lográndose identificar un total de cinco biozonas, de acuerdo con el esquema zonal compuesto por Premoli Silva y Sliter (2002). Estas pueden ser divididas en 2 intervalos:

#### Intervalo Cenomaniano superior–Turoniano medio

##### *Rotalipora cushmani*–Zona de rango total (TRZ)

Esta biozona está delimitada entre la primera y la última aparición de *Rotalipora cushmani* (Borsetti, 1962).

En la sección Tlacolula esta biozona comprende la parte inferior de la sucesión sedimentaria (intervalo 0–11.15 m) y se caracteriza por la presencia de *Whiteinella sp.*, *Dicarinella imbricata* y *Rotalipora cushmani*. La base de la biozona no se logró identificar, ya que se encuentra por debajo del primer estrato estudiado. El techo se identificó por la última aparición de *Rotalipora cushmani* (Fig. 5.7).

##### *Whiteinella archaeocretacea*–Zona de Alcance parcial (PRZ)

Esta biozona ocurre entre la última aparición de *Rotalipora cushmani* y la primera aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1966).

En la sección Tlacolula esta biozona comprende el intervalo 11.15–24 m. Está representada por la presencia común de especies de *Whiteinella* y de *Dicarinella* (*Dicarinella algeriana*, *Dicarinella imbricata*). En las muestras analizadas no se observa la abundancia de formas de **estrategia r** que usualmente caracteriza esta biozona, siendo mayor el predominio de formas de **estrategia k** que se caracteriza por tener una descendencia con tamaños más grandes. El límite Cenomaniano–Turoniano se sitúa dentro de esta zona de manera inferida, ya que la transición Cenomaniano-Turoniano, se define estratigráficamente por zonas de ammonitas e inoceramidos, ausentes en la columna (Fig. 5.7).

##### *Helvetoglobotruncana helvetica*–Zona de rango total (TRZ)

Esta biozona está delimitada entre la primera y la última aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* que indica una edad de Turoniano temprano a medio (Bolli, 1945).

En la sección Tlacolula esta biozona comprende el intervalo 24–39.5 m y se caracteriza por un aumento en la diversificación de los foraminíferos planctónicos, marcado por la aparición de *H. helvetica* y *Marginotruncana sigali* (Fig. 5.7).

### Intervalo Turoniano medio a superior–Coniaciano

#### *Marginotruncana sigali*–Zona de Alcance parcial (PRZ)

Esta biozona ocurre entre la última aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* y la primera aparición de *Dicarinella concavata* (Barr, 1972).

En la sección Tlacolula esta biozona comprende el intervalo 39.5–68 m y se caracteriza por una disminución de las formas de **estrategia k** y un ligero predominio de formas de **estrategia r** (*Heterohelix* sp.). Sin embargo, los *marginotruncanidos* presentan formas pequeñas (Fig. 5.7). En el intervalo que comprende esta biozona se pudo observar un pequeño horizonte con una notable proliferación de foraminíferos bentónicos del género “*Bolivina*”.

#### *Dicarinella concavata*– Zona de rango total (TRZ)

Esta biozona ocurre entre la primera aparición de *Dicarinella concavata* y la primera aparición de *Dicarinella asimétrica* (Sigal, 1955). La base de esta zona se encuentra cercana a el límite Turoniano–Coniaciano. (Premoli Silva y Sliter., 2002).

En la sección Tlacolula esta biozona comprende el intervalo de 68 a 83 m (Fig. 5.7). En esta biozona dominan las formas de **estrategia k**, principalmente *Dicarinellidos* y *Marginotruncanidos*. No se observó la aparición de *D. asimétrica* por lo que no se definió la cima de esta biozona.

Por otro lado, durante la observación en el microscopio de las láminas delgadas también se reconocieron dos eventos biológicos característicos de la transición Cenomaniano–Turoniano a nivel global (Fig. 5.7). En los intervalos 3–4.9 m y 22–24 m se observaron abundantes filamentos. El primero se encuentra en la biozona de *R. cushmani* y posiblemente corresponda al evento 1a descrito por Denne *et al.* (2014). El segundo bioevento de filamentos, de acuerdo con su posición bioestratigráfica puede corresponder al evento de filamentos global del límite Cenomaniano–Turoniano reportado dentro de la biozona de *W. archaeocretacea* (Kedzierski *et al.*, 2012; Robazynski *et al.*, 2010; Caron *et al.*, 2006; Negra *et al.*, 2011). De los dos eventos este último es el más documentado y estudiado.

## 5.4. MICROFACIES

El análisis de microfacies de las láminas delgadas estudiadas permitió identificar cuatro microfacies (MF1–MF4). La distribución vertical de estas microfacies se muestra en la Fig. 5.8. Además, cada una de ellas se describe e ilustra a continuación:

## RESULTADOS

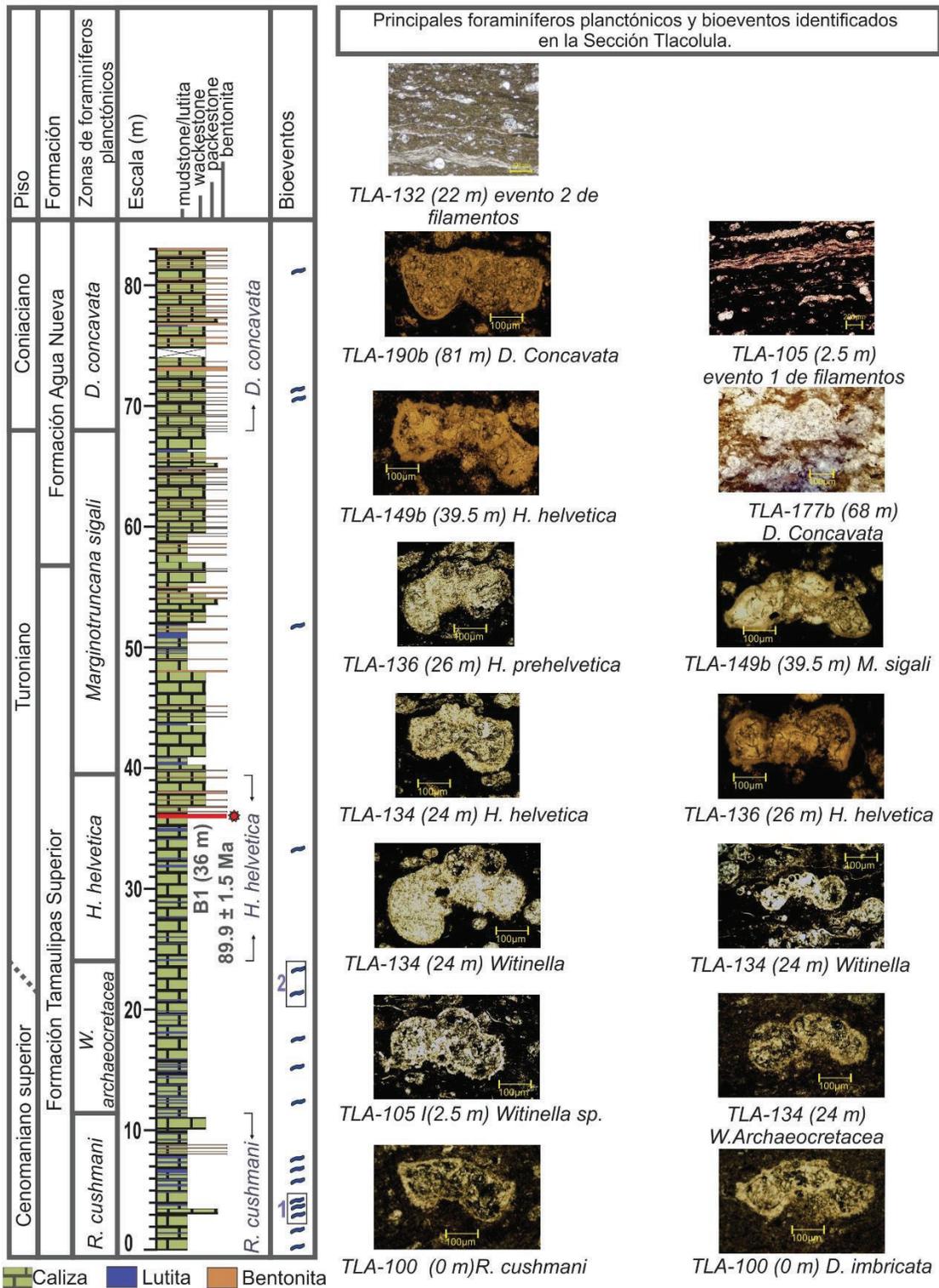


Figura. 5.7. Biozonas de foraminíferos planctónicos y bioeventos. Se muestran fotomicrografías de los organismos índice para la determinación de las biozonas, así como fauna acompañante. Además, se muestran los 2 bioeventos de filamentos que se lograron identificar dentro de la sección Tlacolula.

### **MF1. *Mudstone–wackestone* laminado con abundantes foraminíferos planctónicos y horizontes de filamentos**

*Mudstone* a *wackestone* con fábrica laminada, conteniendo abundantes foraminíferos planctónicos, frecuentes radiolarios, y comunes a raros bioclastos (fragmentos de pelecípodos y fragmentos de equinodermos) (Fig. 5.8). Además, en algunas muestras es posible observar la presencia rara a traza de foraminíferos bentónicos. En lámina delgada presenta un color marrón moderado (5YR 3/4) y un índice de bioturbación bajo (IB = 1). Un rasgo usual de esta microfacies es la ocurrencia de horizontes de color gris medio oscuro (N4) a gris oscuro (N3) con abundantes filamentos y materia orgánica (Fig. 5.9). Los foraminíferos planctónicos suelen estar piritizados y sus cámaras comúnmente están rellenas de materia orgánica., mientras que los radiolarios están calcitizados (Fig. 5.9). Asimismo, esta microfacies se caracteriza por la presencia común de framboides de pirita dispersos en la matriz. La microfacies MF1 es dominante en la parte inferior de la sección, en el intervalo 0–48 m (zonas de *R. cushmani*, *W. archaeocretacea* y *H. helvetica*).

### **MF2: *Packstone–wackestone* con abundantes radiolarios**

*Packstone* a *wackestone* dominado por abundantes radiolarios, comunes foraminíferos planctónicos, y raros fragmentos de pelecípodos (Fig. 5.10). En lámina delgada presenta un color marrón amarillento pálido (10YR 6/2) y no exhibe evidencias de bioturbación (IB = 0). Los radiolarios generalmente se encuentran calcitizados, tienen tamaños variables (50–250 µm), aunque con predominio de las formas grandes, y espinas bien conservadas y desarrolladas (Fig. 5.10). Ocasionalmente aparecen silicificados, con sus testas reemplazadas por cuarzo monocristalino. Aunque también contienen framboides de pirita, estas formas son menos abundantes que en la MF1. Esta microfacies se presenta comúnmente en el intervalo 2–48 m y corresponde a delgados intervalos que aparecen regularmente espaciados e intercalados con intervalos de la microfacies MF1.

### **MF3: *Wackestone* bioturbado con abundantes foraminíferos planctónicos y horizontes de foraminíferos bentónicos.**

*Wackestone* bioturbado con abundantes foraminíferos planctónicos, frecuentes radiolarios y raros fragmentos de pelecípodos (Fig. 5.11). En lámina delgada presenta un color rojo oscuro (5R 3/4) y un índice de bioturbación moderado a alto (IB = 2–3). Los foraminíferos planctónicos suelen presentar formas trocospírales globulares y biseriales, con morfotipos pequeños y simples, mientras que los radiolarios son de tamaños pequeños y se encuentran calcitizados. Un rasgo particular de esta microfacies es la presencia de horizontes de *wackestone* laminado con foraminíferos bentónicos (*Bolivina*) y frecuentes filamentos, además de la presencia común de framboides de pirita dispersos en la matriz (Fig. 5.12). Esta microfacies se encuentra en la parte media superior de la columna (48–58 m), dentro de la biozona de *M. sigali*, y su desaparición marca el límite estratigráfico entre las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva.

### **MF4. *Packstone* altamente bioturbado**

*Packstone* bioturbado con abundantes foraminíferos planctónicos y comunes radiolarios calcitizados (Fig. 5.13). En lámina delgada presenta un color marrón rojizo oscuro (10R 3/4) y un alto índice de bioturbación (IB = 3–5). Su característica distintiva es la presencia de galerías verticales y oblicuas que se cruzan entre sí. Estas estructuras se asocian a una apariencia arremolinada de los granos y comúnmente exhiben un patrón de color oscuro

sobre claro (DOL) (Fig. 5.13) y en menor proporción un patrón de color claro sobre oscuro (LOD). La microfacies MF4 ocurre como un evento continuo a partir del metro 60 y hasta la cima de la columna (parte superior de la zona de *M. sigali* y zona de *D. concavata*).

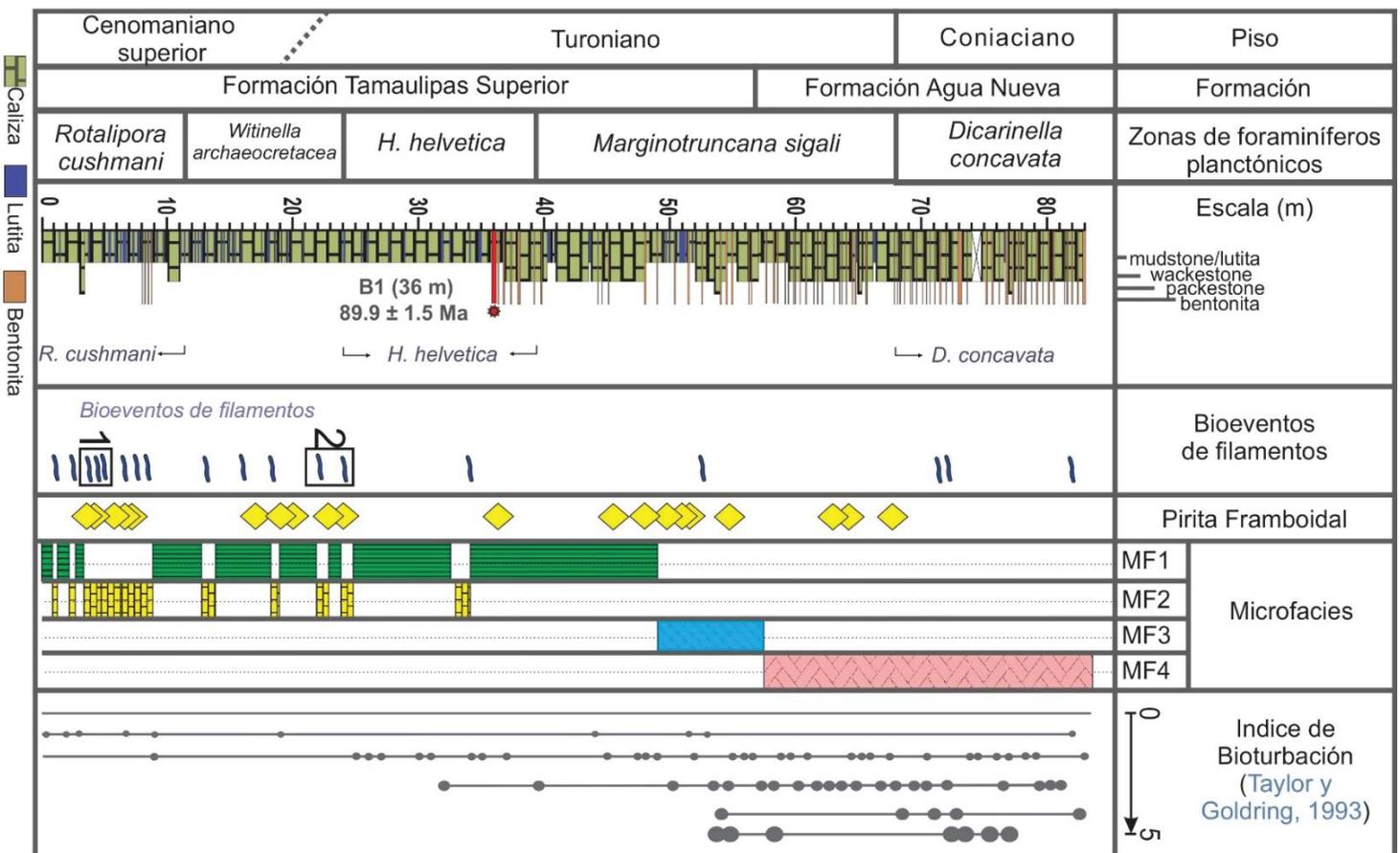


Figura. 5.8. Distribución de microfacies. Se observa la distribución de cada una de las microfacies, además de su relación con los eventos biológicos y el índice de bioturbación.

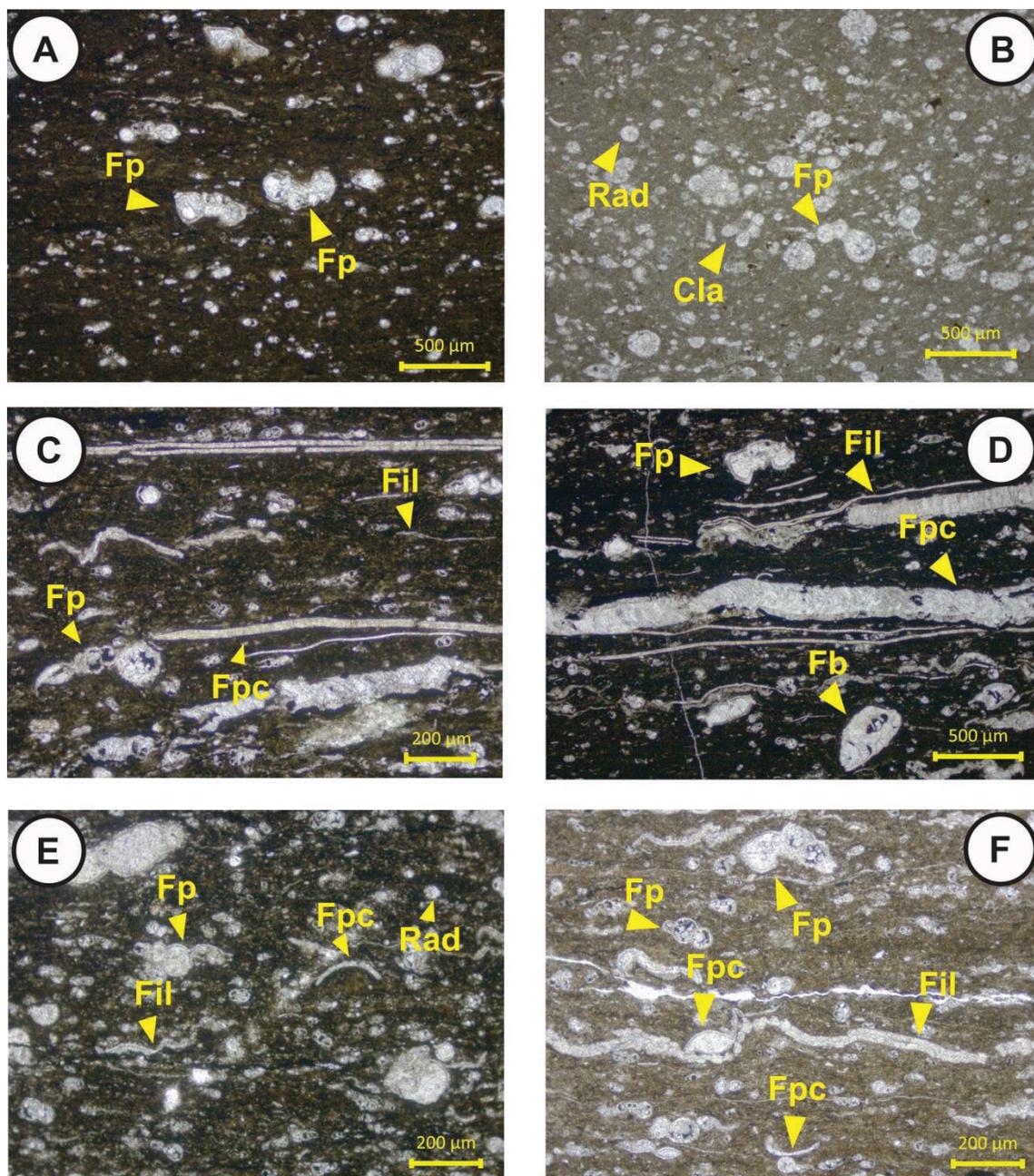


Figura. 5.9. Fotomicrografías representativas de la microfacies MF1: A) *mudstone* laminado con abundantes foraminíferos planctónicos (Fp) flotando en una matriz oscura, rica en materia orgánica (muestra TLA-107); B) *wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos (Fp), incluyendo *Clavhedvergela* (Cla), y frecuentes radiolarios calcitizados (Rad) (muestra TLA-101); C y D) *wackestone* laminado con abundantes filamentos (Fil), comunes foraminíferos planctónicos (Fp), y raros fragmentos de pelecípodos (Fpc) y foraminíferos bentónicos (Fb), los granos están embebidos en una matriz oscura, rica en materia orgánica (muestra TLA-111); E) *wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos (Fp), frecuentes radiolarios (Rad) y raros fragmentos de pelecípodos (Fpc), los granos están embebidos en una matriz oscura, rica en materia orgánica (muestra TLA-117), y F) *wackestone* con abundantes filamentos (Fil), foraminíferos planctónicos (Fp), y raros fragmentos de pelecípodos (muestra TLA-109).

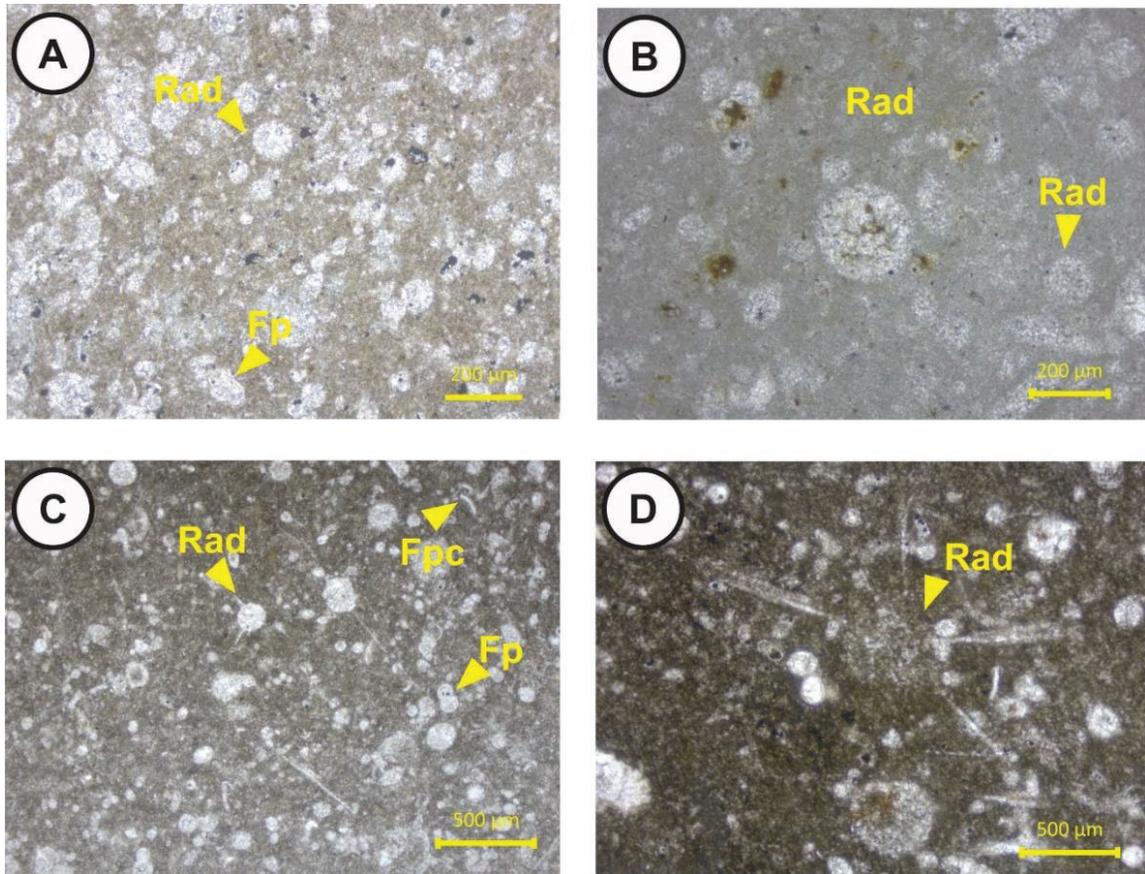


Figura. 5.10. Fotomicrografías representativas de la microfacies MF2: A) *packstone* con abundantes radiolarios (Rad) y comunes foraminíferos planctónicos (Fp) (muestra TLA-114); B) *wackestone* con abundantes radiolarios (Rad) (muestra TLA-120); C y D) *Packstone* con abundantes radiolarios (Rad) y comunes foraminíferos planctónicos (Fp) y escasos fragmentos de pelecípodos (Fpc), en la fotomicrografía se puede apreciar claramente las formas grandes, con espinas bien conservadas y desarrolladas que caracterizan estas microfacies (muestra TLA-135).

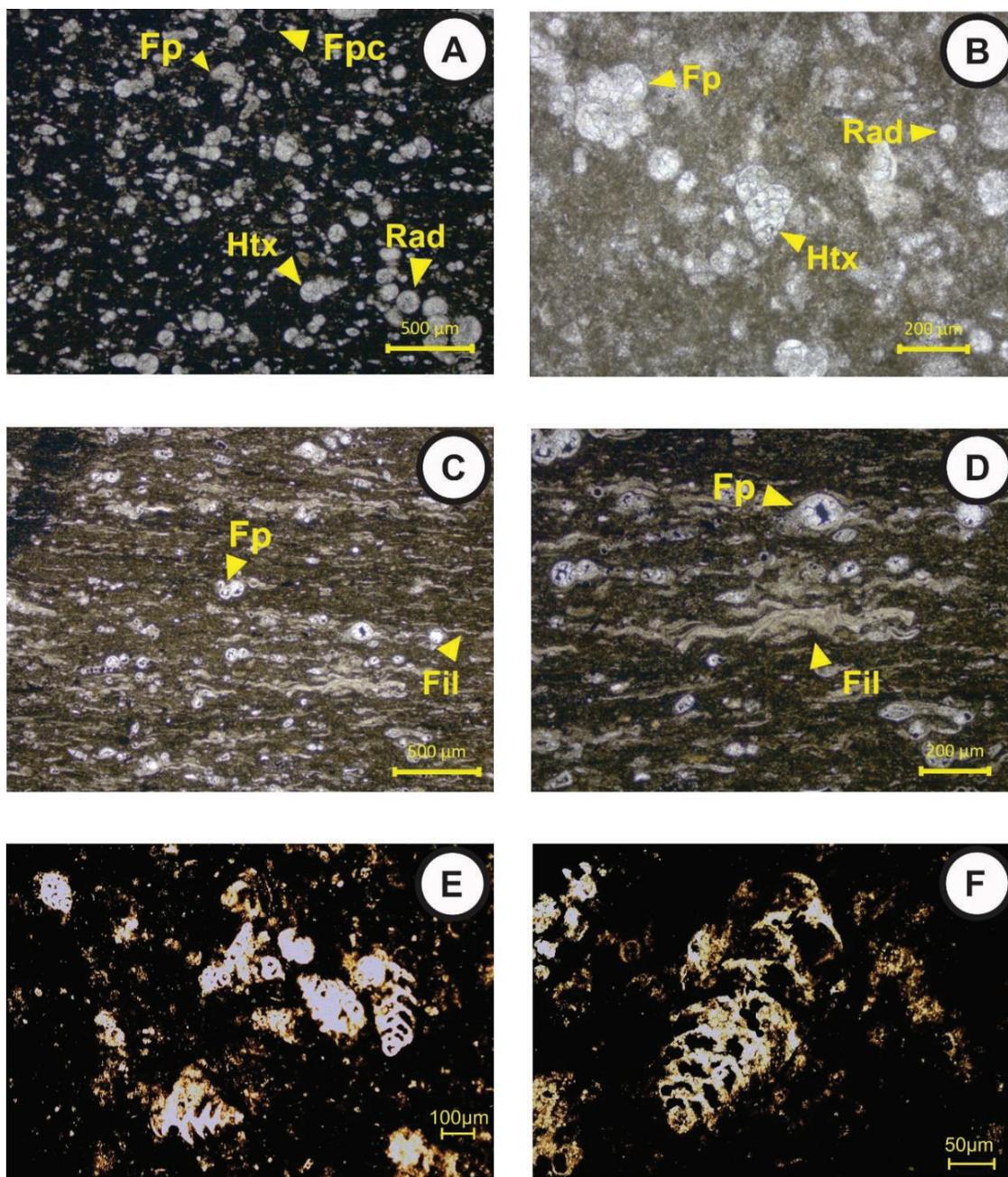


Figura. 5.11. Fotomicrografías representativas de la microfacies MF3: A y B) wackestone, con abundantes foraminíferos planctónicos (Fp) siendo predominantes las formas de *estrategia r* del género *Heterohelix* (Htx), escasos radiolarios (Rad) de tamaños pequeños y esporádicos fragmentos de pelecípodos (Fpc), (muestras TLA-162a y TLA-165); C y D) wackestone laminado con abundantes filamentos (Fil), comunes foraminíferos planctónicos (Fp), los granos están embebidos en una matriz oscura, rica en materia orgánica (muestra TLA-162b); E y F) wackestone de foraminíferos bentónicos (Bolivina), de tamaños pequeños y alargados (< 200  $\mu\text{m}$ ), con una alta porosidad intraparticular con presencia de abundante materia orgánica (muestra TLA-161c).

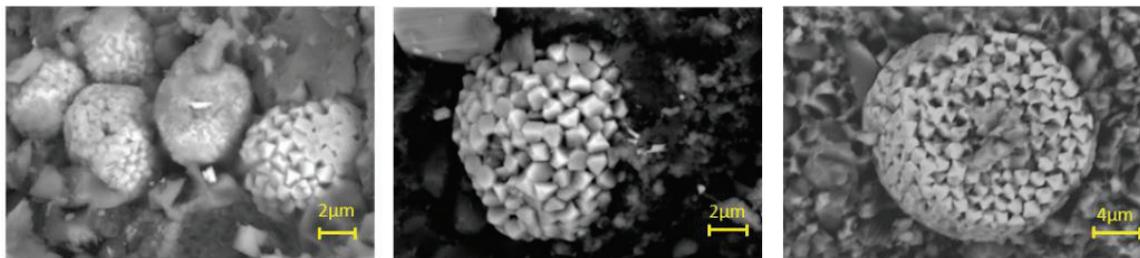


Figura. 5.12. Imágenes de Microscopio electrónico de barrido (SEM)\*, que muestran las características principales de la pirita framboidal contenida en la MF3, diámetros menores a 10  $\mu\text{m}$ , cristales octaédricos. (\*imágenes tomadas como parte de la clase práctica de microscopía electrónica de barrido del posgrado de ciencias de la tierra UNAM).

## 5.5. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

### 5.5.1. Isótopos estables de carbono ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ )

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  registrados en la sección Tlacolula oscilan entre +0.03‰ y +2.62‰ (valor promedio de +1.3‰, y una desviación estándar de 0.51, n=123). Por su parte, el  $\delta^{18}\text{O}$  reporta valores poco variables entre -4.21‰ y -9‰ (valor promedio de -5.35‰, y una desviación estándar de 0.52, n=126), en toda la curva únicamente sobresalen tres picos negativos con valores de: -9‰ (muestra TLA-112, metro 6), -7.2‰ (muestra TLA-121, metro 11.15), -8.09‰ (muestra TLA-146, metro 36). La correlación entre los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 5.14A) es baja, con un coeficiente de correlación (r) igual a 0.18, esto sugiere que los valores isotópicos de carbono sí representan la señal isotópica marina original. Además, como se discutirá en el siguiente capítulo, la curva obtenida de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  es similar a otras curvas globales del lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano, lo que sugiere que la curva de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenida sí puede usarse para rastrear cambios importantes en el ciclo del carbono y realizar correlaciones con otros registros isotópicos. Dada la poca variabilidad de la curva de  $\delta^{18}\text{O}$ , es probable que los valores isotópicos de oxígeno sí representen una señal modificada diagenéticamente y, por tanto, estos valores no son interpretados en el presente estudio.

La curva de  $\delta^{13}\text{C}$  en la sección estudiada puede ser dividida en varios intervalos. Cabe destacar que el reconocimiento de estos intervalos se realizó según las variaciones que se han identificado a nivel global y se asocian a los diferentes eventos reconocidos en el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano. Además, estos intervalos coinciden con los intervalos definidos previamente con base en las variaciones de la curva SGR (Fig. 5.14B).

#### Intervalo I

Este intervalo se ubica en la base de la sección (0–27 m; cima de la zona de *R. cushmani*–base de la zona de *H. helvetica*) y corresponde a una excursión isotópica positiva con una amplitud de 3‰ (mínimo: -0.4‰; máximo: +2.6‰). En esta excursión se reconocen tres picos importantes:

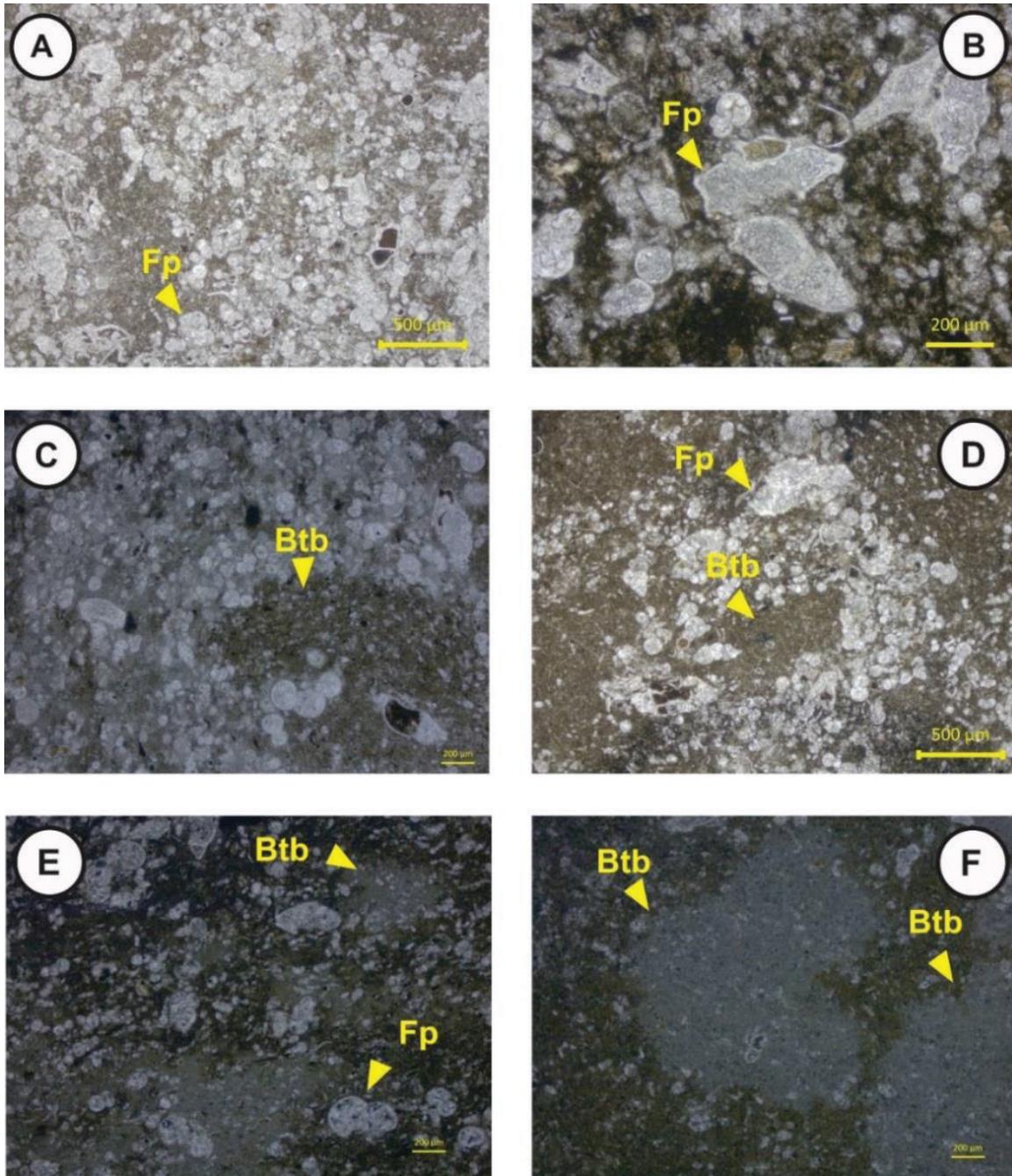


Figura. 5.13. Fotomicrografías representativas de la microfacies MF4. A y B) *packstone* de foraminíferos planctónicos (Fp) con un grado de bioturbación alto (IB = 3), algunas testas de los foraminíferos muestran materia orgánica relleno de su porosidad (muestras TLA-172b y TLA-180b); B y C) *packstone* de foraminíferos planctónicos (Fp), con un grado de bioturbación (Btb) alto (IB = 5), se aprecian galerías oblicuas, con apariencia arremolinada de los granos, el relleno de estas estructuras presenta una coloración más oscura que la de la roca huésped (patrón oscuro sobre claro, DOL) (muestras TLA-182a y TLA-172b); E, F) *packstone* de foraminíferos planctónicos (Fp), con un grado de bioturbación (Btb) alto (IB = 3), con apariencia arremolinada de los granos, el relleno de estas estructuras presenta una coloración más clara (patrón claro sobre oscuro, LOD) (muestras TLA-177a y TLA-168a).

- “Pico a” (0–8 m; zona de *R. cushmani*): caracterizado por una tendencia progresivamente creciente de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , iniciando con valores de +1.0‰ en la base de la sección y presentando valores máximos de +1.9‰ hacia la cima del intervalo. Esta excursión isotópica positiva está asociada con la ocurrencia del primer evento de filamentos 1 (evento 1a).
- “Pico b” (13–18.3 m; zona de *W. archaeocretacea*): caracterizado por una tendencia creciente de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , alcanzando un pico máximo de +2.3‰.
- “Pico c” (24–27 m; límite entre las zonas de *W. archaeocretacea* y *H. helvetica*): caracterizado por un incremento moderado y menos distintivo de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , con valores de hasta +2.62‰. Este pico está asociado con el segundo evento de filamentos observado en la sección Tlacolula (evento de filamentos global del límite Cenomaniano–Turoniano).

### Intervalo II

Este intervalo se ubica en la parte media baja de la sección (27–48 m; cima de la zona de *H. helvetica* y la base de la zona de *M. sigali*) y corresponde a una disminución paulatina de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , desde +1.99‰ en la base a +0.83‰ en la cima.

### Intervalo III

Este intervalo se ubica en la parte media alta de la sección (48–66.5 m; parte media de la zona de *M. sigali*) y corresponde a una excursión isotópica positiva con una amplitud de 1.49‰ (mínimo: 0.54‰; máximo: +2.03‰). Este intervalo está integrado por dos picos positivos principales, separados entre sí por un descenso en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ . El primer pico se ubica en el intervalo 49–54.5 m y tiene una amplitud de 1.15‰, mientras el segundo se localiza en el intervalo 55–59.5 m y tiene una amplitud de 0.6‰. Ambas están formadas por picos menores de corta duración y amplitud baja a moderada (“picos H”).

### Intervalo IV

Este intervalo se ubica en la parte alta de la sección (66.5–83 m; zona de *D. Concavata*) y corresponde a valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , de 0.90‰ en la base, con incrementos en la cima hasta 2.0‰.

#### 5.5.2. Isótopos estables de azufre ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ )

Las muestras de pirita analizadas exhiben una composición isotópica de azufre principalmente negativa, con un rango de valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre -9.5‰ y -36.8‰. Solo las muestras  $2_{\text{Py}}$  y  $8_{\text{Py}}$  procedentes de nódulos encontrados en estratos de caliza presentan valores positivos, correspondientes a +44.5‰ y +23.7‰, respectivamente (Fig. 5.14B) y dada su naturaleza (es decir, en forma nodular), parecen asociarse a procesos diagenéticos tardíos que no tienen nada que ver con las condiciones de depósito; por tanto, no son usados en la discusión. Por otra parte, el fraccionamiento isotópico del azufre entre el sulfato y la pirita ( $\Delta\text{S}_{\text{sulfato-py}}$ ), calculado a partir de la composición isotópica promedio del sulfato marino para el lapso Cenomaniano–Turoniano (+17 – +21‰; [Paytan et al., 2004](#)) y considerando únicamente los valores negativos obtenidos, varía entre 28.5 y 55.8‰. De

manera general, los valores mayores de fraccionamiento corresponden a piritas presentes en los intervalos II y IV (Fig. 5.14B).

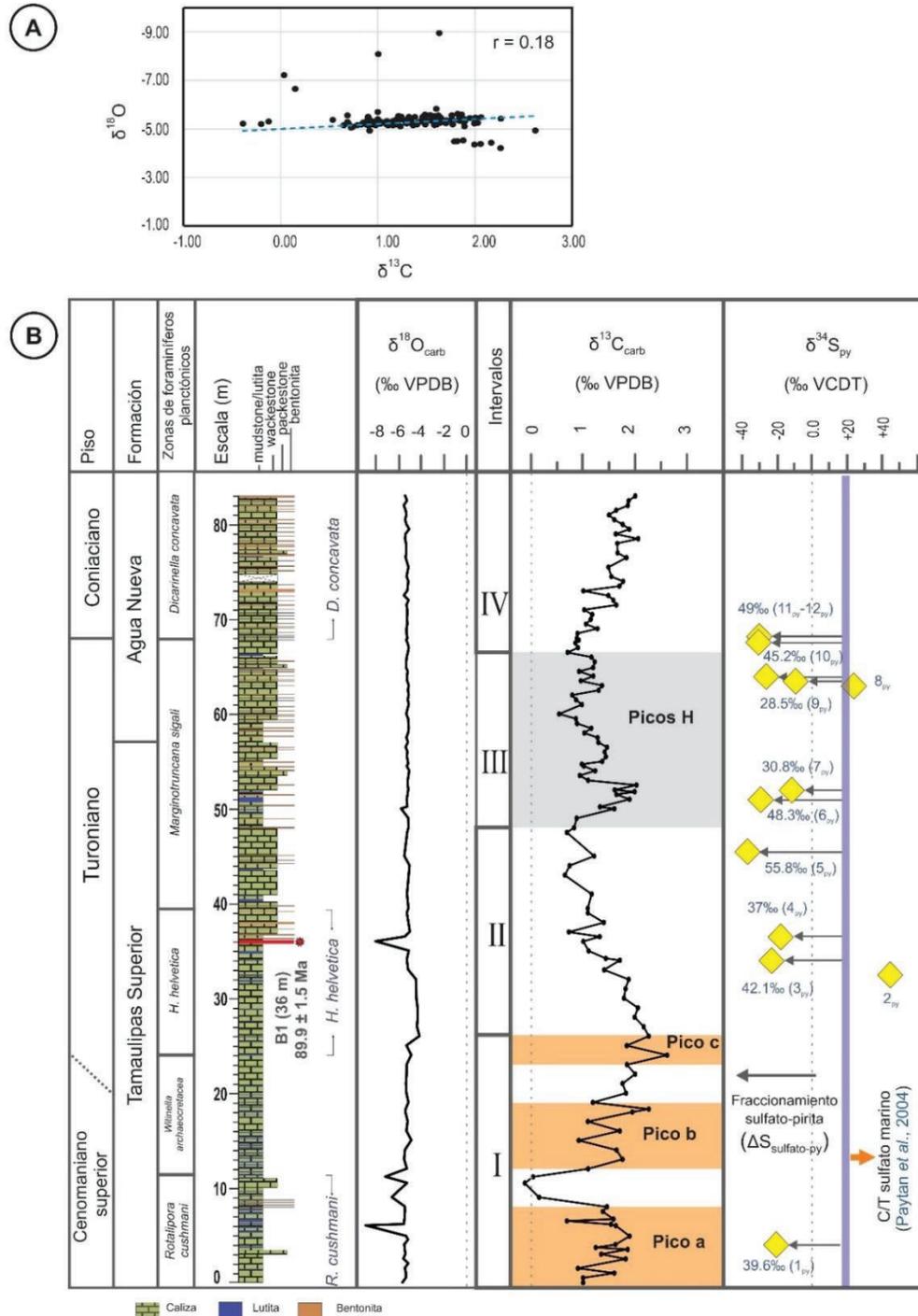


Figura 5.14. Geoquímica de isótopos estables de la sección Tlacolula. A) gráfico de correlación entre los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ; B) variaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en la fracción carbonato y  $\delta^{34}\text{S}$  en la piritas. La curva de  $\delta^{13}\text{C}$  se dividió en los principales intervalos (I–IV). También se muestra el valor isotópico del sulfato marino para el lapso Cenomaniano–Turoniano y el valor calculado de  $\Delta\text{S}_{\text{sulfato-py}}$ . En color naranja y gris se resaltan los intervalos con los principales picos isotópicos de carbono identificados.

### 5.6. CONTENIDO DE CARBÓN ORGÁNICO TOTAL (COT) Y TIPO DE KERÓGENO

El contenido de COT fluctúa entre 0.02% y 4.82% (valor promedio de 0.77%, desviación estándar de 0.91, n=118). La mayoría de las muestras presentan valores bajos de COT (<1%); sin embargo, las muestras de algunos intervalos, todos dentro de la Formación Tamaulipas Superior, tienen valores de COT relativamente altos (>2%) (Figs. 5.14 y 5.15). A continuación, se describen las principales variaciones de la curva de COT, considerando los intervalos (I–IV) en los que se dividió la columna según los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ .

#### Intervalo I (0–27 m):

- 0–8 m: valores de COT relativamente altos (hasta 3.30%). Coincide con el “pico a” de la curva de  $\delta^{13}\text{C}$ .
- 8–13 m: valores bajos de COT (promedio de 0.36%).
- 13–18.3 m: valores altos de COT (hasta 2.43%). Coincide con el “pico b” de la curva de  $\delta^{13}\text{C}$ .
- 18.3–24 m: valores bajos de COT (promedio de 0.65%).
- 24–27 m: valores altos de COT (hasta 2.8%). Coincide con el “pico c” de la curva de  $\delta^{13}\text{C}$ .

**Intervalo II (27–48 m):** principalmente valores bajos de COT. En la parte media del intervalo se observan 2 picos prominentes de COT con valores de 2.52 y 2.27%. Estos no tienen correlación con ninguna excursión positiva de  $\delta^{13}\text{C}$ .

**Intervalo III (48–66.5 m):** diversos picos positivos con valores moderados a altos de COT (hasta 4.82%). Coincide con los “picos H” de la curva de  $\delta^{13}\text{C}$ .

**Intervalo IV (66.5–83 m):** principalmente valores bajos de COT (promedio de 0.40%).

Por otra parte, las muestras analizadas tienen un índice de hidrógeno variable, predominando los valores bajos (IH= 12.94–254.27 mg H/g COT, promedio de 145 mg H/g COT, n=118). Asimismo, presentan bajos valores del índice de oxígeno (IO= 8.96–463.0 mg O/g COT, valores promedio de 79 mg O/g COT, n=118). El diagrama de la relación entre IO/IH (Fig. 5.15) muestra que el kerógeno presente en la sección Tlacolula es predominantemente de tipo III (materia orgánica de origen humoso, maderaceo) y en menor proporción de tipo II (materia orgánica de origen marino mezclado), con los contenidos de COT más altos asociados con los IH más altos y los IO más bajos. (Fig. 5.15).

### 5.7. COMPOSICIÓN QUÍMICA (Fe, V, Zn y Mo)

En la sección Tlacolula, los elementos medidos presentan las siguientes variaciones: Fe (1.482–0.055%; promedio de 0.274%, n = 117), V (919.22–19.142 ppm; promedio de 68.6 ppm, n = 117); Zn (1122.68–12.55 ppm; promedio de 82.96 ppm, n = 94); Mo (15.960–1.67 ppm; promedio de 4.9 ppm, n = 67).

Los valores de Fe, V, Zn y Mo presentan una buena correlación con los incrementos de COT y los picos reportados para  $\delta^{13}\text{C}$  en los intervalos ya descritos (Fig. 5.16). A continuación, se describen las principales tendencias observadas, considerando los intervalos (I–IV) en los que se dividió la columna según los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ .

## RESULTADOS

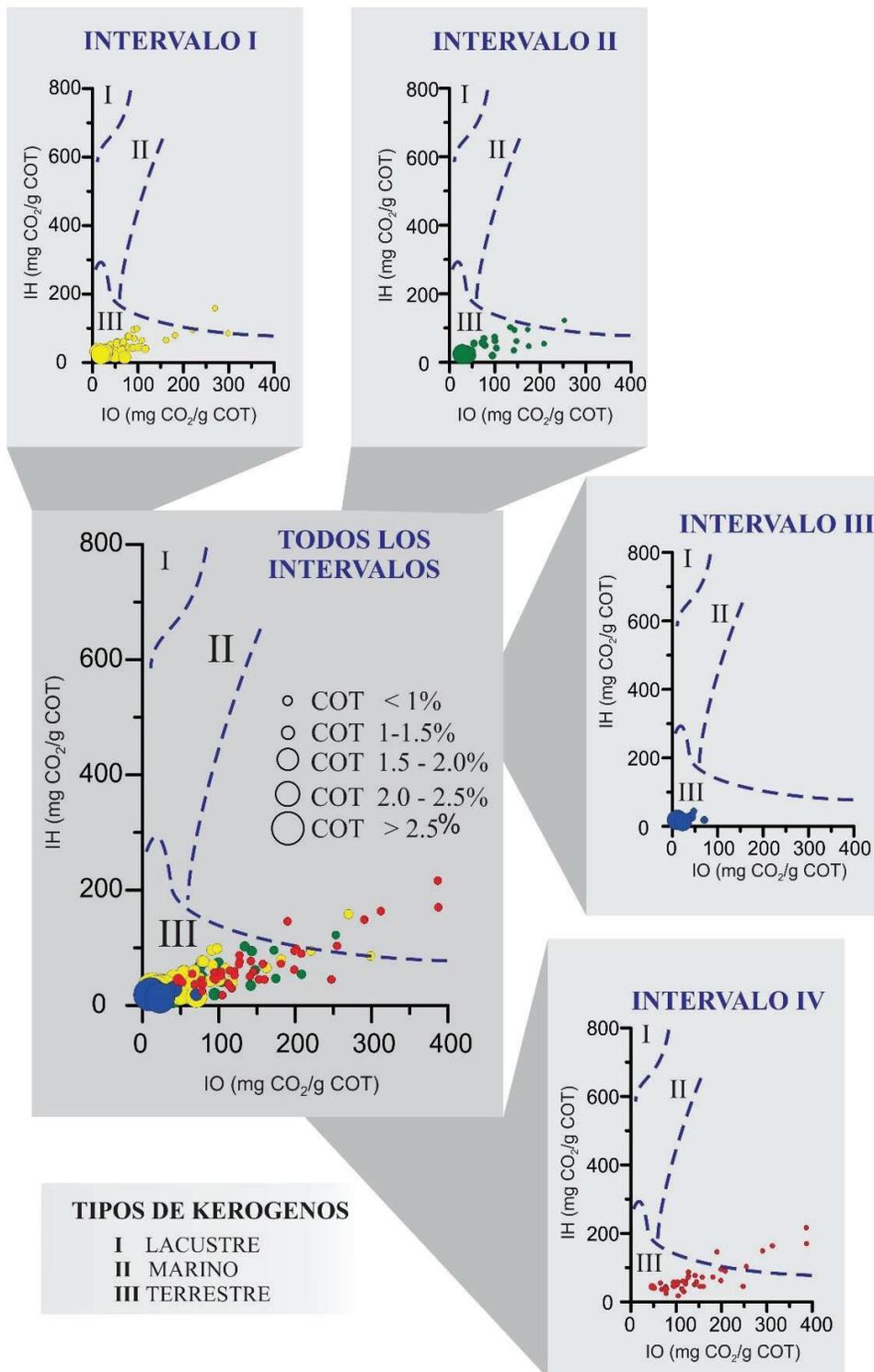


Figura 5.15. Diagrama de Van Krevelen (Stein *et al.*, 2012) obtenido de las muestras analizadas de la sección Tlacolula; donde se muestra el comportamiento de la madurez y tipo de kerógeno predominante, las muestras de cada intervalo están diferenciadas por colores: intervalo I (amarillo), intervalo II (verde), intervalo III (azul) e intervalo IV (rojo).

### Intervalo I (0–27 m):

- 0–8 m: valores altos, aunque altamente variables de Fe (hasta 1.48%), V (hasta 526.72 ppm), Zn (hasta 1122.68 ppm) y Mo (hasta 9.67 ppm). El Fe y el Zn presentan las concentraciones más altas de toda la sección. Coincide con el “pico a” de la curva de  $\delta^{13}\text{C}$  y valores relativamente altos de COT (3.30%).
- 8–13 m: valores bajos y relativamente estables de Fe (promedio de 0.28%), V (promedio de 78.21 ppm), Zn (promedio de 225.67 ppm) y Mo (promedio de 4.72 ppm).
- 13–18.3 m: aparecen algunos picos positivos y de baja amplitud de Fe (hasta 0.32%), V (hasta 147.3 ppm), Zn (hasta 138.9 ppm) y Mo (7.71 ppm). Estos picos coinciden con los incrementos en el contenido de COT, dentro del intervalo que corresponde al “pico b” de la curva de  $\delta^{13}\text{C}$ .
- 18.3–24 m: valores bajos y relativamente estables de Fe (promedio de 0.26%), V (promedio de 38.86 ppm), Zn (promedio de 32.8 ppm) y Mo (promedio de 4.9 ppm).
- 24–27 m: valores bajos y relativamente estables de Fe (promedio de 0.24%), V (promedio de 49.0 ppm) y Zn (promedio de 45.97 ppm). El Mo presenta un pico importante (hasta 14.07 ppm). Coincide con el “pico c” de la curva de  $\delta^{13}\text{C}$  y un incremento en el contenido de COT.

**Intervalo II (27–48 m):** valores bajos y relativamente estables para Fe (promedio de 0.30%), V (promedio de 47.2 ppm), Zn (promedio de 59.7) y Mo (promedio de 4.5 ppm), excepto en la mitad del intervalo, donde cada elemento exhibe dos picos característicos. Para el Fe estos picos tienen una alta amplitud, alcanzando un valor máximo de 1.23%. Tanto para el V como para el Zn estos picos tienen una amplitud baja y alcanzan valores máximos de 32.78% y 31.9%, respectivamente.

**Intervalo III (48–66.5 m):** presenta los valores más altos de V (hasta 919.22 ppm) y Mo (hasta 15.96 ppm), e incrementos moderados a bajos de Fe (hasta .39%) y Zn (hasta 266.6 ppm). Coincide con los “picos H” de la curva de  $\delta^{13}\text{C}$  y valores altos de COT.

**Intervalo IV (66.5–83 m):** valores bajos y relativamente estables de Fe (promedio de 0.20%), V (promedio de 37.5 ppm), Zn (promedio de 33.36 ppm) y Mo (promedio de 2.42 ppm).

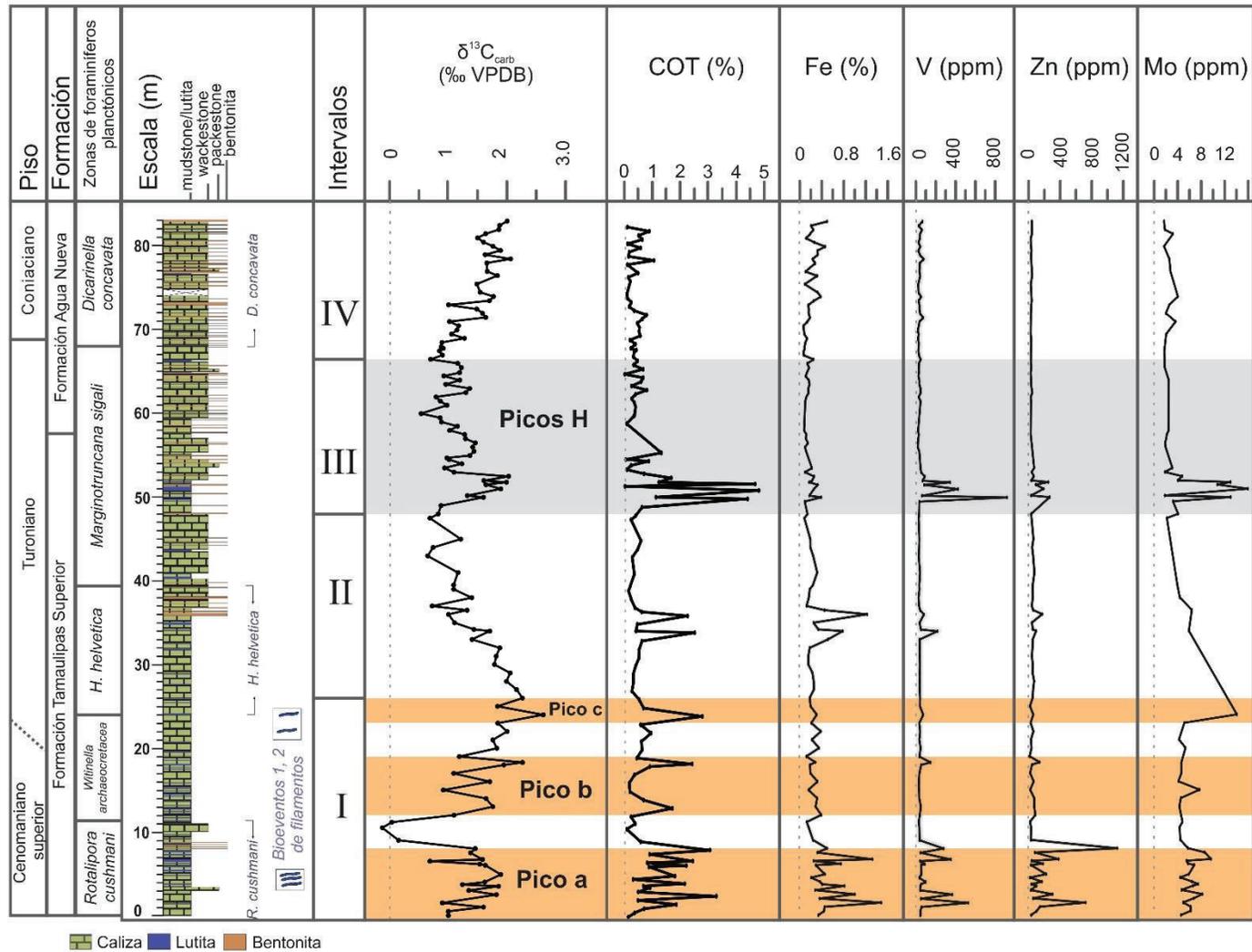


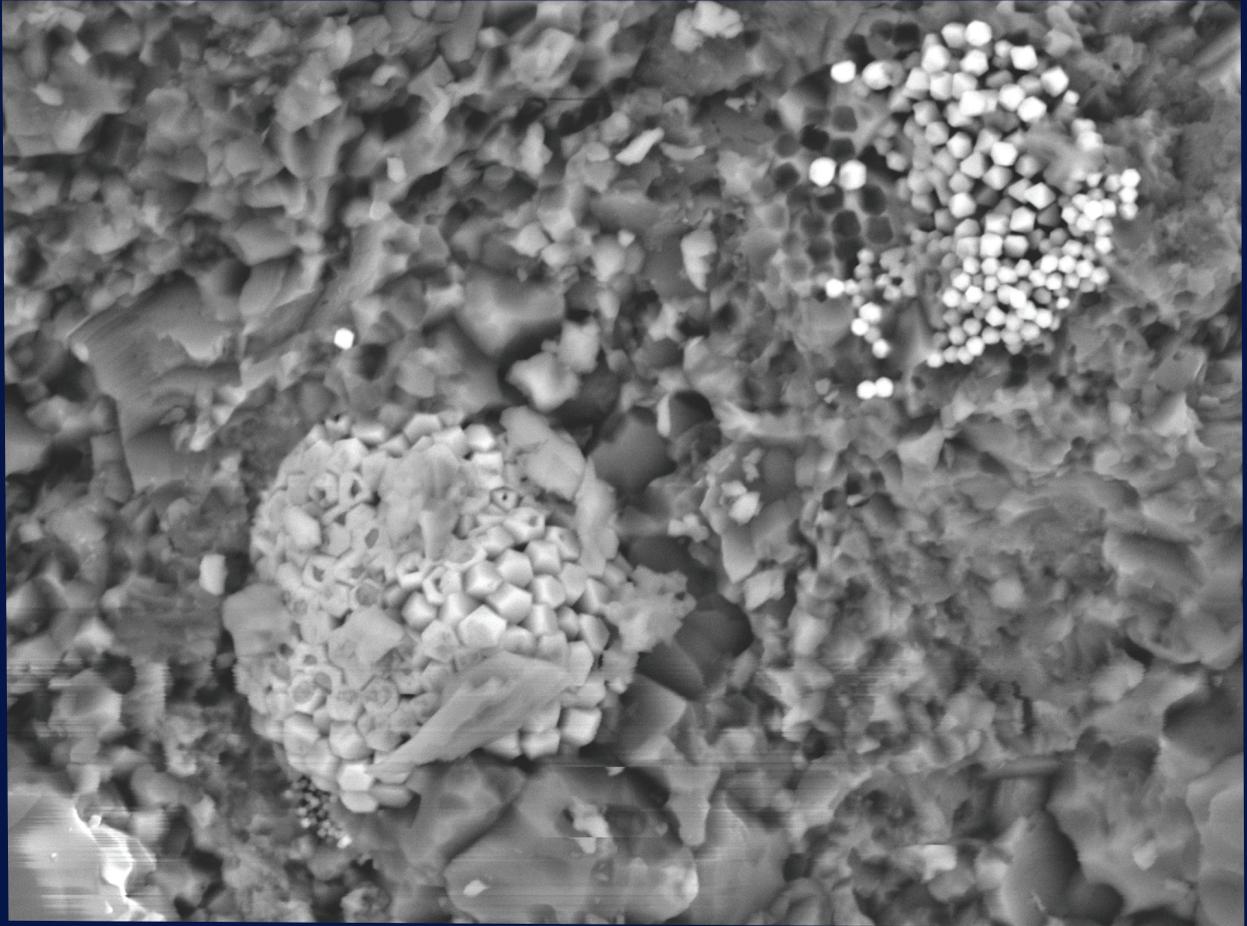
Figura. 5.16. Variaciones de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , COT, Fe, V, Zn y M en la sección Tlacolula. En color naranja se resaltan los intervalos con los principales picos isotópicos de carbono identificados.

## RESULTADOS

Los contenidos de Fe, V, Zn y Mo presentan un coeficiente de correlación bajo con respecto al potasio (K) analizado por espectrometría de rayos gamma (Tabla 5.1). Dado que el K es un elemento que normalmente se asocia con frecuencia a la fracción detrítica (Lambert y Heier 1967; Portnov 1987; Boggs; 2014), esta baja correlación en la sección estudiada señala que los elementos medidos (Fe, V, Zn y Mo) no se asocian a dicha fracción detrítica. Por el contrario, la correlación moderada a alta de estos elementos químicos con el contenido de U (también medido por espectrometría de rayos gamma) la abundancia COT y la relación U/Th indica que los mismos se asocian principalmente a la fracción orgánica (Tabla 5.1). Tal como se señaló en el capítulo 2, en efecto, el Fe, V, Zn y Mo también son elementos químicos indicadores de las condiciones redox con mínima influencia detrítica (Algeo y Maynard, 2004, 2008; Tribouvillard *et al.*, 2005).

	K (GR)	U (GR)	Th (GR)	U/Th	$\delta^{13}\text{C}$	Fe	V	Zn	Mo	COT
K (GR)	1.00									
U (GR)	-0.06	1.00								
Th (GR)	<b>0.82</b>	-0.08	1.00							
U/Th	-0.15	<b>0.65</b>	-0.27	1.00						
$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	0.14	0.04	0.14	0.02	1.00					
Fe	0.05	0.18	0.05	-0.01	0.15	1.00				
V	-0.04	<b>0.56</b>	-0.02	0.30	0.16	0.49	1.00			
Zn	-0.10	0.34	0.04	0.08	0.08	<b>0.56</b>	<b>0.60</b>	1.00		
Mo	-0.05	<b>0.61</b>	-0.05	0.40	0.26	0.33	<b>0.59</b>	0.26	1.00	
COT	-0.11	<b>0.57</b>	-0.11	<b>0.53</b>	0.34	0.43	<b>0.78</b>	<b>0.56</b>	<b>0.69</b>	1.00

Tabla. 5.1. Coeficiente de correlación (r) entre los distintos elementos químicos (medidos tanto por espectrometría de rayos gamma como por fluorescencia de rayos X) y otros parámetros geoquímicos. En negrita se resaltan las correlaciones con valores mayores a 0.5 y que se consideran moderadas a altas.



**CAPÍTULO**

**6**

**DISCUSIÓN**

**Azucena Colín Rodríguez**  
**Tesis de Maestría**

## 6.1. IDENTIFICACIÓN DE LOS PRINCIPALES EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO

En la sección Tlacolula se lograron identificar, a partir de las evidencias, ciertos eventos relevantes relacionados con los intensos periodos de cambio global acelerado que se registraron durante el Cretácico, en particular durante el intervalo Cenomaniano tardío–Coniaciano. Estos corresponden al Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2) y al grupo de eventos del Turoniano tardío, en particular el evento Hitch Wood. A continuación, se presenta una comparativa entre el área estudiada y otros registros globales y regionales. Estas correlaciones fueron clave para discernir entre los mecanismos de forzamiento globales y regionales/locales que dirigieron los cambios durante la ocurrencia de estos eventos en la Cuenca Huayacocotla. Esto a su vez nos permitió hacer reconstrucciones paleoambientales y comprender mejor los cambios climáticos y oceanográficos.

### 6.1.1. Evento anóxico oceánico 2

#### Correlación Global del OAE 2

En la sección Tlacolula, el segmento I corresponde al registro de la parte media y final del OAE 2 (0–27m; Formación Tamaulipas Superior; *R. Cushmani*–base de *H. helvetica*). Este evento se identificó por la presencia de una excursión isotópica positiva de carbono y se delimitó por la posición de los diferentes picos positivos de la firma de isótopos de carbono (pico “a”, pico “b” y pico “c”), en correspondencia con los registros globales (Fig. 6.1). La excursión positiva de carbono tiene una amplitud de 3.0‰, comprendida entre un valor máximo de +2.6‰ y un valor mínimo de -0.4‰ (Fig. 6.1). Este valor de amplitud es bajo en comparación a los valores promedio reportados para dicho evento a escala global (2–4‰). Por ejemplo, en la sección Estbourne Gun Gardens, Inglaterra, usualmente una sección de referencia para Europa, esta excursión tiene valores de  $\delta^{13}\text{C}$ : máximo 5.3‰; mínimo 2.7‰ y una amplitud de 2.6‰ (Paul *et al.*, 1999; Jarvis *et al.* 2006) (Fig. 6.1), en comparación con la sección Tlacolula los valores mínimos y máximos son altos, aunque con una amplitud menor, otro ejemplo es la comparación con la sección Chrummflueschlucht, Suiza, la cual presenta valores por debajo del promedio global ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo +3.3‰; mínimo +2‰, amplitud de 1.3‰) (Westermann *et al.*, 2010), pero mayores que los de la sección Tlacolula. Sin embargo, los valores encontrados en la sección Tlacolula ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo: +2.26‰; mínimo: -0.4‰) son relativamente parecidos a otros valores que han sido reportados en algunas secciones localizadas en el antiguo mar de Tetis–Atlántico: 1) sección wadi Bahloul, Tunisia ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo +3.5‰; mínimo +1‰, amplitud de 2.5‰) (Caron *et al.* 2006); 2) sección Gongzha, China ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo +3.6‰; mínimo +0.9‰, amplitud de 2.7‰) (Bomou *et al.* 2013) y en el Mar Interior Occidental de Norteamérica: sección Pueblo, USA, GSSP ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo +2.5‰; mínimo -0.5‰, amplitud de 2.5‰) (Keller y Pardo, 2004; Caron *et al.*, 2006; Jarvis *et al.*, 2006), presentando una mejor correlación con los valores de la sección Tlacolula (Fig. 6.1).

Como ya se discutió antes, los valores isotópicos de carbono representan principalmente una señal primaria, sin embargo, los valores bajos de  $\delta^{13}\text{C}$  en la sección Tlacolula podrían ser el resultado de alteraciones diagenéticas durante el enterramiento. Aunque en este ambiente es más común que los valores isotópicos de oxígeno disminuyan debido a la interacción con fluidos a altas temperaturas enriquecidos en  $^{16}\text{O}$  los valores iniciales de  $\delta^{13}\text{C}$  también tienden a disminuir, como ha sido demostrado en diversos estudios (Seewald, 2003; Derry, 2010; Bjerrum y Canfield, 2011; Bomou *et al.*, 2013). Independientemente de esto, la baja correlación entre  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  ( $R = 0.18$ ) y la similitud

del registro isotópico con otras secciones sugiere que el intervalo que corresponde al OAE 2 en la sección Tlacolula preserva la tendencia principal de  $\delta^{13}\text{C}$  típica de dicho evento. La forma característica de la excursión positiva que define al OAE 2 presenta una estructura definida por la presencia de picos isotópicos (pico “a”, pico “b”, y un pico “c”), que son correlacionables con ciertos eventos biológicos y que han sido identificados en diversos trabajos a nivel mundial (Schlanger y Jenkyns., 1976; Schlanger *et al.*, 1987; Keller *et al.*, 2001; Jarvis *et al.* 2006, 2011; Westermann *et al.*, 2010; Robaszynski *et al.*, 2010; Bomou *et al.*, 2013; Kerdzierski *et al.*, 2012; Denne *et al.*, 2014), y que a continuación se definen en la sección estudiada.

En la sección Tlacolula la meseta que precede al pico “a”, y el inicio de la excursión positiva de isótopos de carbono que por lógica marca el inicio del OAE 2, no se lograron establecer debido a las condiciones de afloramiento ya que los estratos que corresponden posiblemente a estos intervalos se encuentran cubiertos por sedimentos recientes y vegetación. Sin embargo, la máxima expresión de este pico se pudo identificar y correlacionar con otras secciones de carácter global. La culminación del pico “a” en la sección Tlacolula corresponde al subintervalo “pico a” (muestras TLA-100 a TLA-117) que se encuentra por debajo de la última aparición de *Rotalipora cushmani*, idéntico a lo establecido en las secciones Pueblo en USA, Eastbourne del sur de Inglaterra y la sección wadi Bahloul Tunisia (Fig. 6.1). Este pico es el resultado de un mayor entierro y preservación de la materia orgánica isotópicamente ligera, que marcó un notable cambio en la excursión isotópica a valores altos a nivel global.

El pico “b” se encuentra reportado dentro de la zona de *Whiteinella archaeocretacea* a nivel global y comprende el mayor desarrollo del OAE 2 (Luciani y Cobianchi, 1999; Gebhardt *et al.*, 2010; Robaszynski *et al.*, 2010). En las secciones de Pueblo y Eastbourne, el pico “b” coincide con un bioevento de heterohelicidos (Caron *et al.*, 2006; Jarvis *et al.*, 2006) (Fig. 6.1). Aunque en la sección Tlacolula no se identificó dicho bioevento, sí se logró identificar el pico b (subintervalo “pico b”, muestras TLA-123 a TLA-128) en base a la zona de valores isotópicos más alta, dentro de la zona de *Whiteinella archaeocretacea* (Fig. 6.1). Además, en este subintervalo se observó la presencia del evento 1a de filamentos (Denne *et al.*, 2014) (Fig. 6.1); asociado a cambios relevantes en los tamaños de las diferentes especies de foraminíferos planctónicos, encontrándose tanto formas de tamaño grande como formas con tamaño pequeño de la misma especie, y la presencia de escasos heterohelicidos.

En la sección Tlacolula el pico “c” (subintervalo “pico c”) coincide con la primera aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* y se correlaciona bien con la sección Eastbourne del sur de Inglaterra, en la cual la primera aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* se observa ligeramente por debajo del pico “c”, (Fig. 6.1). En las secciones Chrummflueschlucht, Wadi Bahloul, Gongzha y Pueblo, la primera aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* se observa por encima del pico “c” (Fig. 6.1). Aunado a esto, en la sección Tlacolula se logró identificar el evento de filamentos que ocurre hacia el final de la zona de *Witinella archaeocretacea* (evento de filamentos global del límite Cenomaniano–Turoniano), que ha sido reportado en las secciones de Wadi Bahloul y Gongzha. El pico “c” tanto en la sección Tlacolula como a nivel global es el último pico de la excursión positiva del registro de  $\delta^{13}\text{C}$  y marca por lo tanto el final de la excursión isotópica del OAE 2.

## Correlación en México del OAE 2

En México, diversos trabajos han sugerido la presencia del OAE 2 sin documentar de manera clara la posición exacta de este evento. En general, los pocos trabajos que han registrado el evento usando isótopos de carbono presentan curvas con baja resolución o incompletas.

Los valores encontrados en la sección Tlacolula para la excursión isotópica que caracteriza al OAE 2 ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo +2.6‰, mínimo de -0.4‰ y una amplitud de 3.0‰) son isotópicamente bajos en comparación, con los reportados en otras cuencas y plataformas mexicanas (Fig. 6.2). Por ejemplo, en el norte de México, dentro del Cañón Peregrina (Formación Agua Nueva), Scholle y Arthur (1980) reportan valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -1.2 y +4.6‰ (amplitud de 5.8‰). En el sur de México, en la Plataforma Guerrero–Morelos (transición entre las formaciones Morelos y Mezcala), Elrick *et al.* (2009) reportan valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -1.3 y +6.2‰ (amplitud de 7.5‰), siendo estos los más altos reportados en México.

Por otra parte, los valores de la sección Tlacolula son mayores que los reportados por Núñez–Useche *et al.*, (2016) en el centro de México en la Cuenca Tampico Misantla ( $\delta^{13}\text{C}$  entre -1.9 y +1.6‰, amplitud de 3.5‰, Formación Agua Nueva), los cuales están muy por debajo del valor promedio global (Fig. 6.2). Estos autores mencionan que estos valores bajos de  $\delta^{13}\text{C}$  posiblemente están relacionados con diagénesis temprana, como resultado de la transferencia de carbono isotópicamente ligero de la degradación bacteriana de la materia orgánica al cemento de carbonato. Cabe destacar que Núñez–Useche *et al.* (2016) documentaron por primera vez en México dos de los principales bioeventos de carácter global: 1) el evento de heterohelicidos (no identificado en la sección Tlacolula) y el evento de filamentos global del límite Cenomaniano–Turoniano (base de la zona de *H. helvetica*). Este último evento correlaciona por posición estratigráfica con el evento de filamentos 2, identificado en la sección Tlacolula y que a nivel global es el evento de filamentos más reconocido (Caron *et al.*, 2006; Kędzierski *et al.*, 2012; Robaszynski *et al.*, 2010). Por último, debe mencionarse también la existencia de un registro isotópico de carbono en materia orgánica que también evidencia el OAE 2 en la Formación Indidura en la Cuenca de Parras (Duque–Botero *et al.*, 2009). Sin embargo, es necesario indicar que la curva obtenida por estos últimos autores presenta una baja resolución.

La curva de la sección Tlacolula es la única hasta el momento que de forma detallada combina estratigrafía isotópica de carbono y bioestratigrafía para registrar y caracterizar apropiadamente este evento anóxico. En esta curva se lograron identificar los picos (a, b, y c) que globalmente definen al evento anóxico. Lamentablemente la baja resolución de las otras curvas obtenidas en México evita la identificación apropiada de estos picos, a excepción de la curva obtenida por Elrick *et al.* (2009) en la plataforma Guerrero Morelos. Estos autores lograron identificar distintas tendencias isotópicas (etapas 1–6) que correlacionaron con las tendencias globales del OAE 2. Para estos autores, la etapa 2, que presenta un cambio abrupto de valores bajos a valores entre +3 y +4‰, marca el inicio del OAE 2. Considerando lo anterior, esta etapa 2 es equivalente al subintervalo pico “a” identificado en la sección Tlacolula y es correlacionable con el pico “a” a nivel global (Fig. 6.2). La excursión positiva que se presenta al final de la etapa 5, documentada por Elrick *et al.* (2009), tiene una buena correlación con el subintervalo pico “c” identificado en la sección Tlacolula y con el pico “c” que a nivel global marca la culminación del OAE 2 (Fig. 6.2).

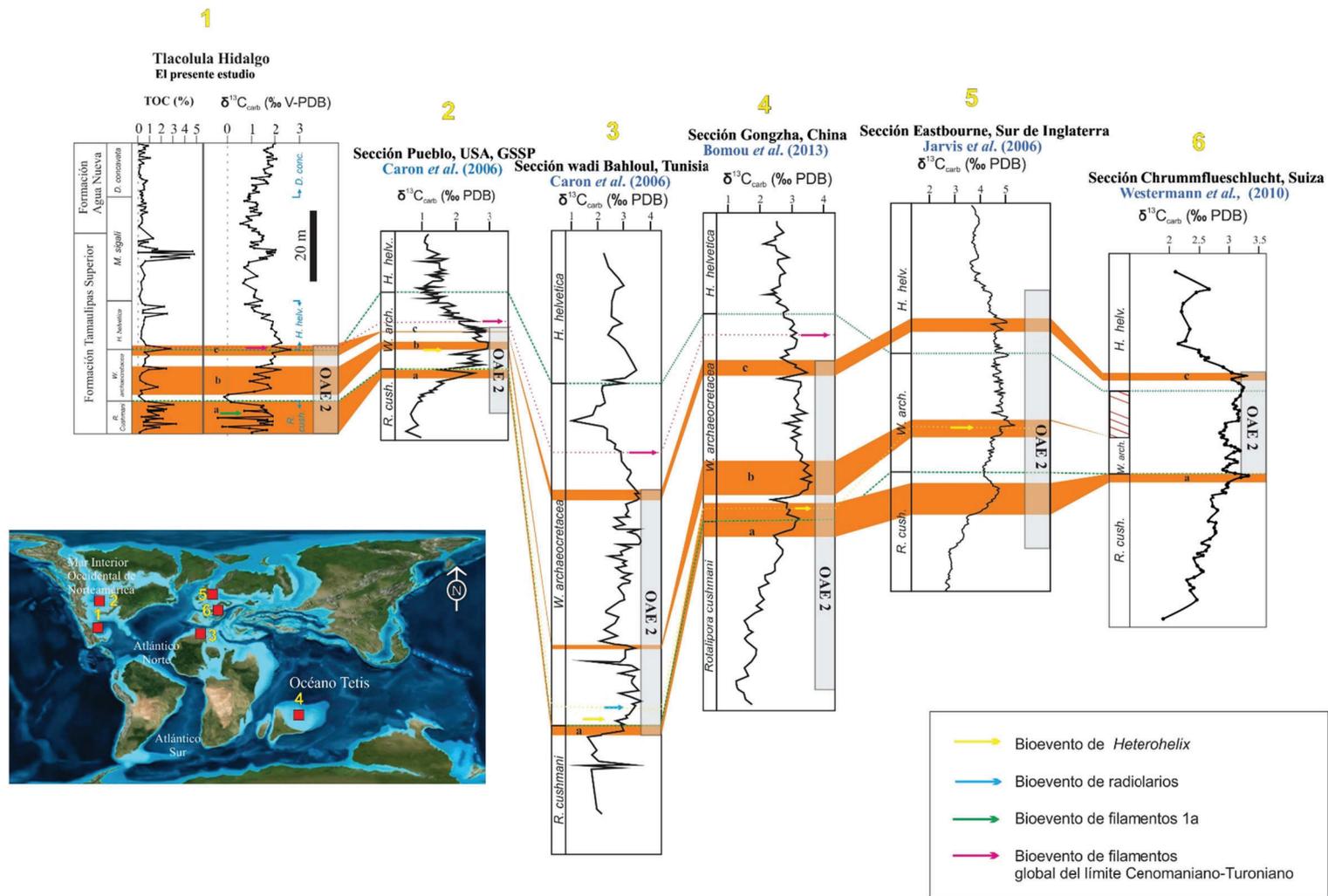


Figura. 6.1. Correlación de eventos de isótopos de carbono y bioeventos a escala global durante la ocurrencia del OAE 2 y su correlación con las curvas obtenidas en la sección Tlacolula.

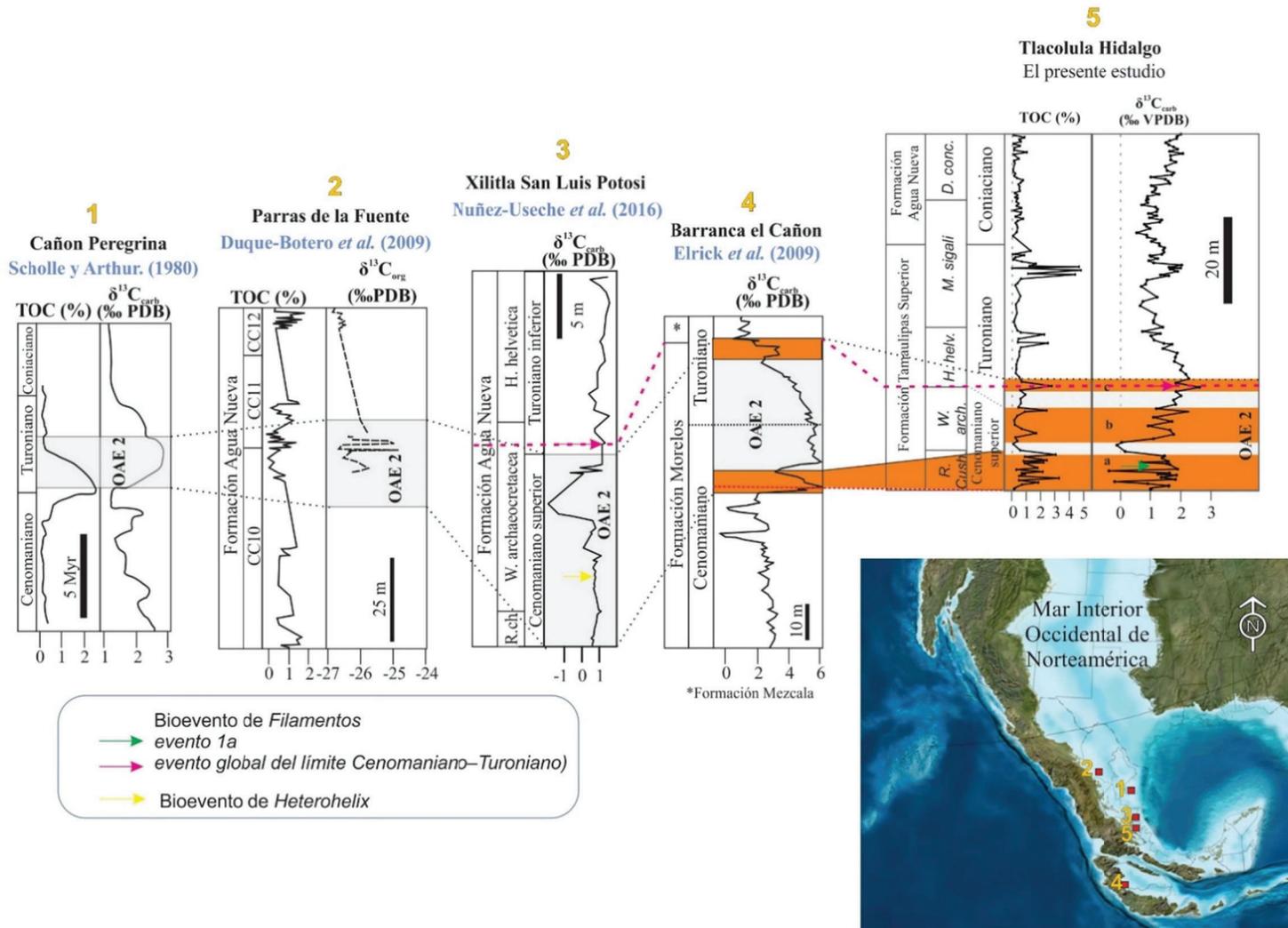


Figura. 6.2. Correlación de eventos de isótopos de carbono y bioeventos en México durante la ocurrencia del OAE 2.

### 6.1.2. Eventos del Turoniano tardío

En la sección Tlacolula, dentro de la zona de *Marginotruncana sigali* (Turoniano medio-tardío, cima de la Formación Tamaulipas Superior y base de la Formación Agua Nueva) se observó un intervalo con diversos picos (denominado picos H) que definen una excursión isotópica positiva ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo +2.03‰, mínimo de 0.83‰ y una amplitud de 1.2‰) (Fig. 6.3). Estos picos isotópicos presentan tendencias parecidas a las reportadas en el mismo intervalo de tiempo para los eventos del Turoniano tardío y en particular con el evento Hitch Wood (Gale, 1996; Jarvis *et al.*, 2006; Jarvis *et al.*, 2015). Cabe destacar que de manera global los eventos del Turoniano tardío han sido delimitados no solo por la tendencia isotópica que los caracteriza sino además a partir de dos excursiones isotópicas negativas que los restringen hacia su cima y base (evento *Bridgewick*: base, evento *Navigation*: cima), (Jarvis *et al.*, 2006; Jarvis *et al.*, 2015). En la sección Tlacolula también fue posible identificar excursiones isotópicas negativas que aparentemente se correlacionan con estos eventos (Fig. 6.3).

El intervalo denominado picos H tiene una buena correlación con los valores reportados en las localidades de Běchary, República Checa ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo +2.0‰, mínimo de -0.8‰ y una amplitud de 2.8‰; Jarvis *et al.*, 2015) 2) y English Chalk, Inglaterra ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo +2.7‰, mínimo de +1.8‰ y una amplitud de 0.9‰; Jarvis *et al.*, 2006) (Fig. 6.3). Sin embargo, los datos de la sección Tlacolula son bajos en comparación con los reportados en Saltzgirter–Salder, Alemania ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo +3.2‰, mínimo de +2‰ y una amplitud de 1.2‰; Voigt y Hilbrecht, 1997) y en Contessa, Italia, ( $\delta^{13}\text{C}$ : máximo +2.8‰, mínimo de +2.2‰ y una amplitud de 0.6‰; Stoll y Schrag, (2000), siendo estas las dos localidades donde se han documentado los valores más altos de isótopos de carbono para este intervalo (Fig. 6.3). Por otra parte, el pico más alto observado en la sección Tlacolula (valores de hasta +2.03‰) presenta valores similares a los descritos por (Gale, 1996) en la localidad tipo del evento Hitch Wood en Dove, Inglaterra, (valores altos de +2.1‰), además de buena correlación con los valores reportados por Jarvis *et al.* (2015) para la localidad de Běchary, República Checa (valor máximo +2.0‰), para el mismo evento. Cabe destacar que los eventos del Turoniano tardío en Europa han sido documentados dentro de la zona de *Marginotruncana sigali* (Jarvis *et al.*, 2006), lo que coincide con la posición bioestratigráfica de estos eventos en la sección Tlacolula.

En el Mar Interior Occidental de Norteamérica son pocos los trabajos que han documentado la presencia de los eventos del Turoniano tardío. El trabajo más relevante en este sentido es el realizado por Joo y Sageman. (2014). Estos autores identifican estos eventos a partir de una curva de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenida en materia orgánica y su comparación con la curva de la sección English Chalk, Inglaterra.

En lo que respecta a México, hasta el momento el presente estudio es el primer trabajo en documentar los eventos del Turoniano tardío, además de reportar por primera vez la presencia de foraminíferos bentónicos del género *Bolivina* en el intervalo correspondiente a dichos eventos (Fig. 6.2).

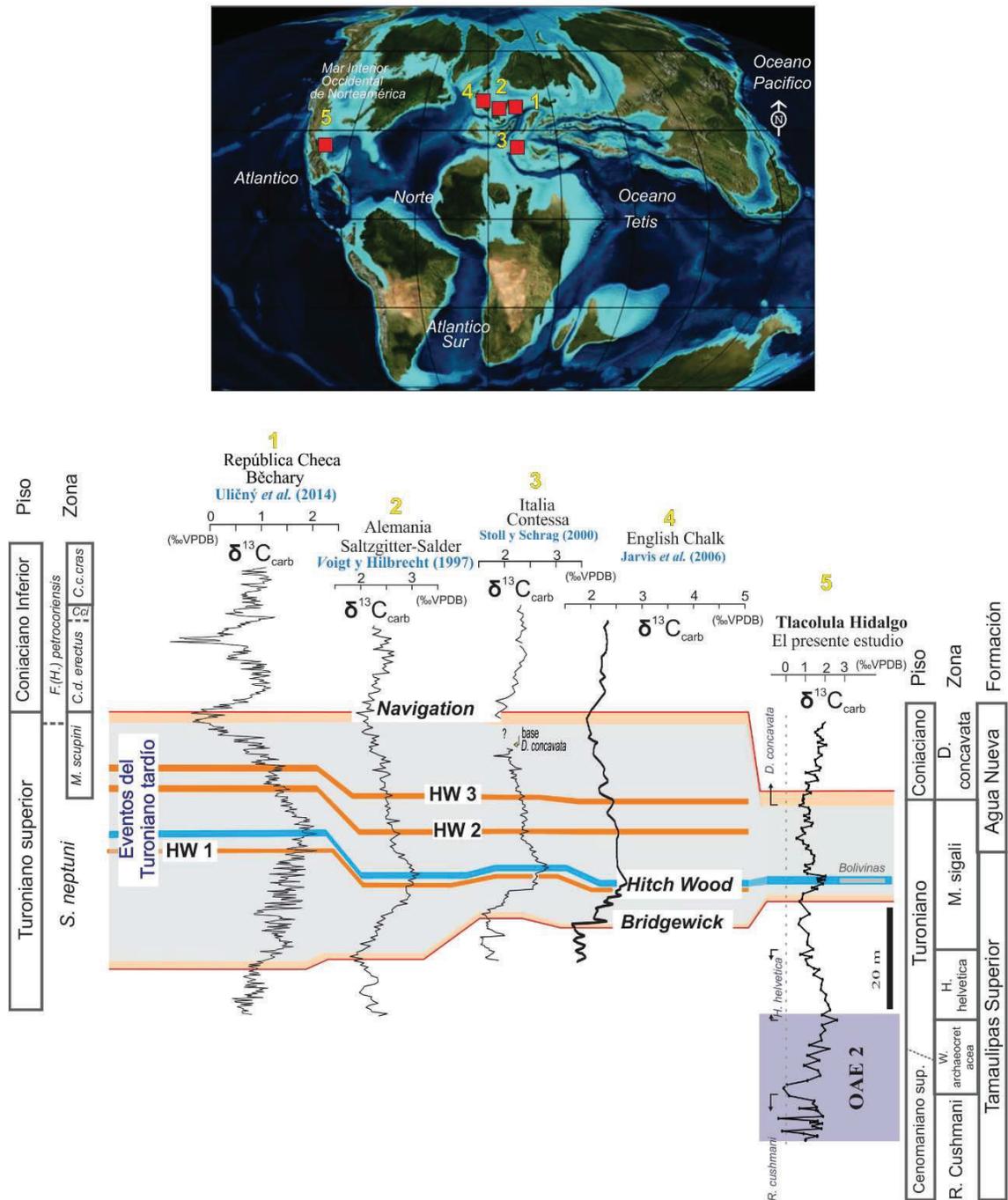


Figura 6.3. Correlación de eventos de isótopos de carbono durante la ocurrencia del de los Eventos del Turoniano tardío.

## 6.2. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES

La discusión de las condiciones paleoambientales se realizará para cada uno de los intervalos previamente definidos (intervalos I a IV).

### 6.2.1. Intervalo I (Evento Anóxico Oceánico 2)

El intervalo estratigráfico que comprende al OAE 2 (intervalo I, Formación Tamaulipas Superior, zona de *Rotalipora cushmani*–base de *Helvetoglobotruncana helvetica*), está dominado por las microfacies MF1 (*mudstone* a *wackestone* con horizontes de filamentos) y MF2 (*packstone* a *wackestone* de radiolarios) (Figs. 5.7, 5.8, 5.9 y 5.10). Ambas microfacies sugieren un ambiente de depósito marino profundo, pelágico, de baja energía, además se relacionan con condiciones particulares de productividad marina y oxigenación. Por un lado, la presencia de la microfacies MF1 (Figs. 5.8 y 5.9) así como de los eventos de filamentos (evento 1a y evento global del límite Cenomaniano–Turoniano) (Figs. 5.7 y 5.8) sugiere la existencia de una alta productividad marina y deficiencia de oxígeno en la columna de agua. Según diversos autores (Keller *et al.*, 2004; Robaszynski *et al.*, 2010; Negra *et al.*, 2011; Blanco-Piñón *et al.*, 2008; Kędzierski *et al.*, 2012; Denne *et al.*, 2014, entre otros), estos filamentos representan la fase inicial de larvas en la vida de los bivalvos y abundaron en aguas ricas en nutrientes durante el Cenomaniano–Turoniano. Además, siguiendo su ciclo de vida, durante el desarrollo del OAE 2 descendieron en la columna de agua y se encontraron con condiciones deficientes de oxígeno (Keller *et al.*, 2004; Robaszynski *et al.*, 2010; Kędzierski *et al.*, 2012). Por otra parte, la presencia de la microfacies MF2 (Figs. 5.8 y 5.10) también sugiere una alta productividad primaria marina (plancton). En efecto, el predominio de radiolarios es una característica típica de ambientes marinos actuales con elevadas tasas de productividad marina, asociadas principalmente a corrientes de surgencia (Perú, Böning *et al.*, 2004; Namibia, Brumsack, 2006). El predominio de radiolarios sobre otros organismos es también una característica típica de las lutitas negras del OAE 2 en diferentes localidades (evento Bonarelli: Passerini *et al.* 1991; Erbacher *et al.*, 1996; Bragina *et al.* 2007; Musavu–Moussavou *et al.* 2007). El predominio de estos organismos silíceos se ha interpretado como el comienzo de la renovación de aguas oceánicas ricas en nutrientes, posiblemente derivadas de la acción de corrientes de surgencia (Coccioni y Luciani, 2004; Caron *et al.*, 2006; Kędzierski *et al.*, 2012). Sin embargo, otros autores sugieren que el predominio de los radiolarios está relacionado con la acidificación de la columna de agua que resultó del incremento en el CO<sub>2</sub> volcánico (emplazamiento de la meseta del Caribe–Colombia y aumento en la producción de corteza oceánica) y que afectó principalmente a los organismos de testas calcáreas (Robaszynski *et al.*, 2010; Kędzierski *et al.*, 2012).

En la sección Tlacolula, la presencia común de foraminíferos planctónicos junto con los radiolarios en el intervalo I no es indicativa de condiciones ácidas significativas. Por el contrario, el aumento marcado del tamaño de las testas de radiolarios en algunos intervalos sugiere más bien alta disponibilidad de nutrientes, y aporte de sílice que favoreció el desarrollo de morfotipos grandes, los cuales fueron más resistentes y mejor preservados (espinas completas). Por ejemplo, en algunos mares actuales, la abundancia de silicio puede llegar a ser un factor limitante para el crecimiento de estos organismos, especialmente en los mares tropicales, donde los radiolarios tienden a disminuir de tamaño debido a la baja concentración de este elemento (Anderson *et al.*, 1989). Sin embargo, la presencia de foraminíferos planctónicos tanto de **estrategias k** como **r**, en el intervalo I sugiere condiciones variables de disponibilidad de nutrientes durante el OAE 2. Condiciones

nutricionales eutróficas probablemente se relacionaron principalmente con la proliferación de foraminíferos planctónicos con **estrategia r** y una disminución en la proporción organismos de **estrategia k**, mientras que condiciones oligotróficas favorecieron el desarrollo de foraminíferos planctónicos con **estrategia k sobre los de estrategia r**. Esta distribución de los foraminíferos planctónicos en la sección estudiada, contrasta con el registro de varias secciones en las que el intervalo equivalente a el OAE 2 se caracteriza por el predominio de organismos con **estrategia r** (pico en la abundancia de *heterohelix* y la presencia de *guembelitra*). Estas especies son oportunistas y comúnmente se presentan en toda la Zona de *W. archaeocretacea* (Caron *et al.*, 2006; Jarvis *et al.*, 2006; Keller y Pardo, 2004), asociadas a las condiciones estresantes que normalmente ocurrieron durante el OAE 2. No obstante, el registro biótico de Tlacolula es similar al encontrado en secciones como la de Chrummflueschlucht, Suiza, en donde el evento anóxico se asocia a condiciones paleoambientales menos estresantes, favorables para los morfotipos de **estrategia k**. En la sección estudiada, además se observaron diversificaciones en los tamaños de las diferentes especies, lo que sugiere condiciones variables de disponibilidad de nutrientes.

A diferencia de los indicadores biológicos previamente discutidos y que sugieren condiciones de productividad marina alta, pero variable, los indicadores derivados del análisis de pirólisis aparentemente no coinciden con tales condiciones. Considerando únicamente los valores de los índices de oxígeno (IO) y de hidrógeno (IH) de las muestras con un contenido de COT mayor a 1%, ya que según Espitalié *et al.* (1985) son los únicos confiables, el kerógeno presente en la materia orgánica corresponde predominantemente a tipo III y posiblemente a Tipo II. Según esto, la mayor parte del material orgánico presente en las rocas de este intervalo no se produjo en la misma cuenca, sino que provino de las zonas continentales aledañas (Fig. 5.15). Esto contrasta totalmente con lo observado en las láminas delgadas durante el análisis petrográfico, pues estas no presentan componentes detríticos significativos ni fauna retrabajada de zonas continentales. Además, valores bajos y estables de potasio, el cual es un elemento que se asocia principalmente al flujo detrítico, señalan que durante el depósito del intervalo I no ocurrió aporte considerable de material continental. Los valores bajos de IH probablemente no son indicativos de una mayor entrada de materia orgánica continental, sino que posiblemente reflejan degradación de materia orgánica originalmente marina (kerógeno tipo II), que fue alterada. Esta modificación de los valores de IH se pueden relacionar con diversos factores como son la oxidación de la materia orgánica durante ciertos intervalos de mayor oxigenación, así como alteración térmica de la misma debido a los eventos tectónicos posteriores que afectaron al área de estudio (Ortega-Flores, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Por ejemplo, en el trabajo de Sosa-Patrón y Clara-Valdés. (2001), sobre caracterización geoquímica de cuencas terciarias de México, mencionan que los bajos contenidos de COT, influyen en las relaciones para obtener los IH y IO, lo que se ve reflejado en un estado avanzado de madurez. Este fenómeno ha sido también descrito por Valencia. (1996) en la Plataforma Valles San Luis Potosí, quien estimó anomalías térmicas que coinciden con el grado de evolución de la materia orgánica y reporta valores de IH y IO en rocas paleozoicas y mesozoicas que indican kerógeno de tipo III caracterizado generalmente por una poca producción de gas. Por último, en cuanto a la alteración térmica Ortega-Flores. (2011) reporta temperaturas de 473° C en localidades de la Sierra Madre Oriental, lo que es congruente con lo que se propone.

La alta productividad inferida durante el depósito del intervalo estratigráfico equivalente al OAE 2 en la sección Tlacolula es coherente con el registro global. De hecho, la excursión isotópica positiva de carbono que caracteriza a este evento es el resultado del exceso de

producción de materia orgánica y secuestro de  $^{12}\text{C}$  (Schlanger y Jenkyns, 1976; Takashima *et al.*, 2006; Hay, 2008; Jenkyns, 2010). Esta productividad se ha asociado a diferentes causas: 1) aumento del arribo de nutrientes procedentes del continente, promovido por las altas temperaturas y exceso de  $\text{CO}_2$  (Hilbrecht *et al.*, 1996; Larson y Erba, 1999); 2) reciclaje activo de fósforo asociado a la existencia de condiciones empobrecidas en oxígeno y a la actividad de corrientes de surgencia (Mort *et al.*, 2008), y 3) incremento global en la concentración de elementos traza asociado a la actividad volcánica e hidrotermal de la formación de la Provincia Ígnea del Caribe-Colombia (Snow, 2003; Snow *et al.*, 2005). En la Cuenca Huayacocotla, el incremento en la productividad marina durante el OAE 2 no parece relacionarse a la primera causa citada en la lista anterior, como ya se mencionó, en las rocas de este intervalo no se observó evidencia de algún aumento en el contenido de material detrítico. Este hecho contrasta con resultados de investigaciones previas que han sugerido que el inicio del levantamiento de la Sierra Madre Oriental en el centro de México inició durante el Turoniano temprano (Fitz-Díaz *et al.*, 2012) (Fig. 1.2), pues dicho evento debió causar mayor arribo de material detrítico a la cuenca. Sin embargo, posiblemente la Cuenca Huayacocotla estuvo protegida en cierta medida por la plataforma Valles San Luis Potosí que fungió como una barrera que impidió el arribo de material detrítico a esta zona. Por otra parte, las corrientes de surgencia sí se ven reflejadas en el registro de la sección estudiada, dada la abundancia de radiolarios. En cuanto a la última causa, es necesario mencionar que los datos obtenidos en este estudio, por sí solos, no permiten establecer con claridad si la formación de la Provincia Ígnea del Caribe-Colombia tuvo alguna relación con la productividad inferida. Sin embargo, algunos trabajos han sugerido que la cercanía con la zona de emplazamiento de la meseta del Caribe-Colombia (~ 2000 a 4000 km según la reconstrucción de la placa tectónica de Wignall, 1994) y la paleogeografía mexicana para este lapso de tiempo (Goldhammer, 1999; Padilla y Sánchez, 2007) tiene una cierta relación con la productividad marina en el antiguo Golfo de México. Por ejemplo, Snow (2003), quien estudió la Formación Mezcala, realizó la medición de la abundancia de elementos traza con tiempo de residencia corto y largo en el agua de mar, y encontró concentraciones consistentes con el aumento de las actividades magmáticas e hidrotermales. Estos resultados fueron respaldados posteriormente por Elrick *et al.* (2009). Posteriormente Duque-Botero *et al.* (2009) estudiaron la Formación Indidura y también reportaron abundancias relativas de elementos trazas, asociados a la máxima excursión positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  del lapso Cenomaniano-Turoniano, sugiriendo la influencia del volcanismo de la meseta del Caribe en la deposición de esta unidad.

Por otra parte, para el Cenomaniano-Turoniano, diversas investigaciones han sugerido un incremento en la actividad volcánica en el occidente de México, que se hace evidente en la mayor acumulación de bentonita en las sucesiones marinas (De Cserna, 1956; Goldhammer, 1999; Ochoa-Camarillo, 1999; Eguluz, *et al.*, 2000; Padilla y Sánchez, 2007; Fitz-Díaz *et al.*, 2014; Centeno-García, 2017; Fitz-Díaz, *et al.* 2018). En efecto, en Tlacolula, el intervalo I contiene presencia común de bentonita, y por tanto la acumulación de estas rocas también puede ser invocada como un mecanismo regional para explicar los altos niveles de productividad marina, ya que pudieron aportar cantidades considerables de hierro, un elemento biolimitante esencial para la producción de materia orgánica. Este fenómeno es observado en diversas cuencas marinas actuales, principalmente localizadas en el océano pacífico (Duggen *et al.*, 2010; Langmann *et al.*, 2010). En la cuenca de Tampico Misantla, Núñez-Useche *et al.* (2016) sugirió que este fue uno de los mecanismos responsables de la formación de materia orgánica durante el OAE 2.

En cuanto a los niveles de oxigenación, además de los filamentos, el bajo índice de bioturbación (usualmente de 1; Figs. 5.2 y 5.5) que presentan los estratos del intervalo

estratigráfico equivalente al OAE 2 también indican condiciones empobrecidas en oxígeno (condiciones anóxicas/disóxicas) durante la ocurrencia de este evento. El hecho de que la mayoría de las galerías observadas en campo sean paralelas a la estratificación (Fig. 5.2) señala condiciones disóxicas para el fondo de la cuenca. Este régimen redox es también respaldado por la relación U/Th (Fig. 5.5), con valores principalmente en el campo disóxico y algunos picos mayores en el campo anóxico, y por el aumento que presentan las curvas de Fe, V, Zn y Mo. Bajo condiciones empobrecidas en oxígeno, estos elementos debieron asociarse a la materia orgánica acumulada y a los sulfuros, principalmente a la pirita (por ejemplo, [Tribovillard \*et al.\*, 2006](#)). Este aumento en las concentraciones de elementos traza es algo muy común durante el OAE 2. Por ejemplo, en Demerara Rise ([Hetzl \*et al.\*, 2009](#)) y en la Cuenca Umbria–Marche ([Turgeon y Brumsack, 2006](#); [Brumsack, 2006](#)), donde también se asocia a altos niveles de COT y condiciones anóxicas. Sin embargo, en otros sitios, como la sección, Gongzha en China; ([Bomou \*et al.\*, 2013](#)) y en el núcleo Shell Iona–1 del Mar Interior Occidental de Norteamérica ([Eldrett \*et al.\*, 2014](#)), también ocurre un incremento en estos mismos elementos, asociado a condiciones oxigenadas, pero derivadas principalmente de aporte terrígeno y grandes volúmenes de material volcánico asociado al emplazamiento de las grandes Provincias Ígneas del Caribe–Colombia y del Alto Ártico. En Tlacolula, estos elementos no se asocian al flujo detrítico (concentraciones estables de K, Fig. 5.16, Tabla 5.1), por lo que su incremento sí se asocia a condiciones empobrecidas en oxígeno. Por otra parte, es necesario mencionar que los aumentos en las curvas de Fe, V, Zn, Mo y COT de la sección Tlacolula son relativamente bajos en comparación con los reportados en otras localidades (Demerara Rise, [Hetzl \*et al.\*, 2009](#); Cuenca Umbria–Marche, [Brumsack, 2006](#); sección Chrummflueschlucht, [Westermann \*et al.\*, 2010](#)), lo que sugiere que las variaciones en los niveles de oxigenación (anóxicas/disóxicas) limitaron la conservación de la materia orgánica y por lo tanto el enriquecimiento de estos elementos.

Estas condiciones empobrecidas en oxígeno en la interfaz sedimento–agua también son respaldadas por los datos obtenidos del análisis de isótopos de azufre en pirita. La pirita del intervalo I presenta un valor de  $\delta^{34}\text{S}$  de  $-20.6\text{‰}$  (muestra 1<sub>py</sub>) (Fig. 5.14). Valores empobrecidos en  $^{34}\text{S}$  similares han sido reportados en otras partes del mundo en diferentes regiones durante la ocurrencia del OAE 2, por ejemplo: 1) en el proto–Atlántico Norte, Demerara Rise, Sitio 1258 (valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre  $-28.2$  y  $+0.2\text{‰}$ ) ([Hetzl \*et al.\*, 2009](#); [Raven \*et al.\*, 2019](#)); 2) en el océano Tetis: al norte de Italia en la localidad de Cismon (valores entre  $-45.9$  y  $-29.8\text{‰}$ ) y sureste de Francia en la localidad Pont d'Issole (valores entre  $-41.7$  y  $-18.5\text{‰}$ ) ([Gomes y Sageman, 2016](#); [Raven \*et al.\*, 2019](#)); 3) en los sedimentos de la plataforma de Tarfaya, núcleo S57 (valores entre  $-30$  y  $0\text{‰}$ ) ([Poulton \*et al.\*, 2015](#); [Raven \*et al.\*, 2019](#)); 4) en el Mar Interior Occidental de Norteamérica, en la localidad de Pueblo Colorado, núcleo Portland (valores entre  $-43$  y  $-10\text{‰}$ ) ([Adams \*et al.\*, 2010](#)), y 5) el antiguo Golfo de México, en la Cuenca de Tampico Misantla, sección Xilitla (valores entre  $-51.2$  y  $-5.2\text{‰}$ ) ([Núñez–Useche \*et al.\*, 2016](#)). Estos valores con agotamiento en  $^{34}\text{S}$  para el OAE 2 han sido referidos en términos de cambios en las concentraciones de sulfato marino influenciado por una mayor disponibilidad de concentración de sulfato de agua de mar, provocada por la liberación de azufre, causado por el vulcanismo masivo asociado al emplazamiento de la meseta del Caribe–Colombia ([Adams \*et al.\*, 2010](#)). Estos niveles altos de sulfato durante la ocurrencia del OAE 2 favorecieron un mayor fraccionamiento de azufre a través de la sulfato–reducción bacteriana, lo que resultó en una pirita isotópicamente muy ligera. Considerando que la composición de isótopos de azufre del sulfato marino para el intervalo Cenomaniano–Turoniano registró valores entre  $+17$  y  $+21\text{‰}$  (promedio de  $+19\text{‰}$ ; [Paytan \*et al.\*, 2004](#)), e infiriendo que las aguas del fondo y/o de los poros en los sedimentos se derivaron del agua oceánica, se estimó un fraccionamiento isotópico de azufre ( $\Delta\text{S}_{\text{sulfato}}$ –

pirita) de 39.6‰ durante el OAE 2 para la sección Tlacolula (Fig. 5.14). Este empobrecimiento en  $^{34}\text{S}$  no puede ser atribuido a mecanismos abióticos debido a que la reducción química y abiótica de los sulfatos a  $\text{H}_2\text{S}$  produce un fraccionamiento del azufre solo del orden del 12–22‰ (Harrison y Thode, 1957; Chambers y Trudinger, 1979). Por el contrario, este fraccionamiento debe estar asociado a la formación biótica de pirita mediante la sulfato–reducción bacteriana, proceso que en estudios de laboratorio ha arrojado fraccionamiento del orden de 4 a 66‰ (por ejemplo, Ohmoto *et al.*, 1990; Canfield, 2001; Sim *et al.*, 2011).

En resumen, durante la ocurrencia del OAE 2 (Intervalo I), en la Cuenca Huayacocotla tuvo lugar una baja tasa de acumulación de sedimentos calcáreos en un ambiente de depósito marino profundo, pelágico, de baja energía. El estudio de los diferentes indicadores paleoambientales muestra evidencias de una productividad marina superficial alta pero variable (condiciones eutróficas), asociada con condiciones en el fondo marino empobrecidas en oxígeno (interfaz óxico–anóxica ligeramente por encima o cercana de la interfaz sedimento–agua). El aumento en la disponibilidad de nutrientes pudo asociarse tanto al influjo de la masa de agua del Tetis–Atlántico (enriquecida en elementos traza y nutrientes), debido a el emplazamiento de la Provincia Ígnea del Caribe–Colombia, como a la caída y retrabajo de ceniza volcánica. La mayor disponibilidad de sulfato asociado al vulcanismo masivo favoreció el proceso de sulfato–reducción bacteriana. Las condiciones paleoambientales fueron dominadas por mecanismos globales/regionales (Tabla 6.1 y Fig. 6.4).

### 6.2.2. Intervalo II (Post–evento Anóxico Oceánico 2)

El intervalo estratigráfico que comprende a las unidades de roca depositadas posteriormente al OAE 2 (intervalo II, Formación Tamaulipas Superior, zona de *Helvetoglobotruncana helvetica*, base de *Marginotruncana sigali*) está dominado por la microfacies MF1 (*mudstone* a *wackestone* con horizontes de filamentos) (Figs. 5.7, 5.8 y 5.9). Como ya se mencionó anteriormente, esta microfacies sugiere un ambiente de depósito marino profundo, pelágico, de baja energía. Por otra parte, los indicadores derivados del análisis de pirólisis, al igual que en el intervalo I, muestran que la materia orgánica predominantemente es del tipo III, sugiriendo como en el caso del evento I, una alteración de la materia orgánica original.

Este intervalo difiere en cuanto a las condiciones de productividad reportadas en el primer intervalo de la sección Tlacolula. Por un lado, la presencia de filamentos se redujo, hasta ser ausentes totalmente en la parte superior del intervalo, lo que sugiere una menor productividad. Por otra parte, los foraminíferos planctónicos de **estrategia k** son dominantes, lo que indica un incremento en las condiciones oligotróficas, que sugiere intervalos con dominios caracterizados por aguas bien oxigenadas con bajos niveles de nutrientes. Por último, la abundancia de radiolarios es menor, siendo estos representados principalmente por formas más pequeñas, lo que también sugiere una baja productividad.

Estos cambios en la productividad marina registrados en el intervalo II equivalente al Post–OAE 2 en la sección Tlacolula son congruentes con el registro global. De hecho, la culminación del OAE 2 está delimitada por la disminución en la excursión isotópica positiva de carbono, la cual ha sido reconocida y documentada globalmente. Esta caída en los valores isotópicos de carbono indica una reducción en el estrés paleoambiental asociado a la disminución en la productividad y a un menor enterramiento de materia orgánica enriquecida en  $^{12}\text{C}$ ; por lo que se restablecieron las condiciones paleoambientales previas

al OAE 2 (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Jenkyns *et al.*, 1994; Jarvis *et al.*, 2006; Mort *et al.*, 2008; Jenkyns, 2010; Takashima *et al.*, 2010).

Durante la ocurrencia del intervalo II (Post-OAE 2), las condiciones empobrecidas en oxígeno de fondo, que dominaron durante el intervalo I, disminuyeron lentamente, cambiando a condiciones oxigenadas. En la sección Tlacolula esto se vio reflejado a través de una disminución en la presencia de filamentos y la escasa presencia de foraminíferos plantónicos de **estrategia r**. Además, esto también se refleja en un ligero incremento en el índice de bioturbación (índices de 1–3; Figs. 5.4 y 5.5), lo que es congruente con el cambio en las condiciones paleoambientales. La presencia de galerías paralelas y perpendiculares a la estratificación señalan la ocurrencia de cortos periodos de tiempo durante los cuales las condiciones de oxigenación mejoraron, permitiendo que los organismos bentónicos poblaran el sedimento y pudieran desplazarse de manera horizontal, e incluso, cavar verticalmente hacia niveles inferiores.

Este régimen redox es también respaldado tanto por la relación U/Th (Fig. 5.5), con valores principalmente en los campos disódico/ódico, como por la moderada presencia en la concentración de Fe, Zn, Mo, V, (elementos que normalmente se enriquecen en el sedimento bajo condiciones empobrecidas en oxígeno) y bajos valores de COT (Algeo y Maynard, 2004, 2008; Tribouillard *et al.*, 2005).

Estos cambios en las condiciones paleoambientales a nivel global están relacionados principalmente por una disminución en la actividad volcánica e hidrotermal de la Provincia Ígnea del Caribe-Colombia, que causó una reducción en el aporte de nutrientes y por lo tanto en la productividad primaria marina (plancton). (Adams *et al.*, 2010), asociado a una disminución eustática del nivel del mar durante el Turoniano, (Arthur *et al.*, 1987). La disminución en la actividad volcánica ocasionó una disminución en la productividad marina, la cual se vio reflejada en la reducción de las tasas de enterramiento de  $^{12}\text{C}$ , ocasionando cambios en las condiciones redox del fondo oceánico, con aumentos graduales de oxígeno durante episodios relativamente cortos e intermitentes.

Para la pirita del intervalo II (Post-OAE 2) los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  varían entre -18 y 36.8‰ y el fraccionamiento isotópico del azufre ( $\Delta\text{S}_{\text{sulfato-pirita}}$ ) oscila entre 37 y 55.8‰ (Fig. 5.14). Estos valores, al igual que el obtenido para la pirita del intervalo I, reflejan que la pirita de este intervalo también se originó mediante sulfato-reducción bacteriana. Este cambio isotópico a valores aún más empobrecidos en  $^{34}\text{S}$  en ausencia de condiciones anóxicas y con presencia de bioturbación ha sido también registrado en la Cuenca de Tampico Misantla por Núñez-Useche *et al.* (2016), en la zona de *H. helvetica*, que es correspondiente con el intervalo II (Post-OAE 2) descrito en el presente estudio. Es importante señalar que valores tan ligeros como estos no han sido observados en otros sitios del mundo. Estos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  pueden ser explicados mediante procesos que fueron favorecidos por los intervalos con condiciones disódicas y que fueron más prolongados durante este intervalo que durante el intervalo I. Estos procesos fueron: 1) la renovación del sulfato asociada a la bioturbación del sedimento, lo que garantizó que las bacterias tuvieran acceso ilimitado a sulfato ligero ( $^{32}\text{S}$ ), sin necesidad de incorporar el sulfato pesado ( $^{34}\text{S}$ ), y producir así una pirita isotópicamente más ligera (Wilkin *et al.*, 1996; Roychoudhury *et al.*, 2003), y 2) la oxidación del sulfuro isotópicamente ligero y la respectiva formación de sulfato (también isotópicamente ligero), a partir del cual ocurrió el proceso de sulfato-reducción bacteriana (por ejemplo Habicht y Canfield, 1997; Passier *et al.*, 1997).

En resumen, durante el intervalo II (Post-OAE 2), el depósito de sedimentos en la Cuenca Huayacocotla continuó en un ambiente de depósito marino profundo, pelágico, de baja energía. Sin embargo, las condiciones del fondo de la cuenca cambiaron paulatinamente

de condiciones anóxicas (intervalo I) a condiciones más oxigenadas. Los indicadores paleoambientales muestran que la productividad marina fue moderada (condiciones oligotróficas), controlada por el aporte de nutrientes de la actividad volcánica. Tanto en la columna de agua como en el fondo de la cuenca dominaron condiciones disóxicas (interfaz óxico–anóxico ligeramente por debajo de la interfaz sedimento–agua). La sulfato–reducción bacteriana continuó, pero por debajo de la interfaz sedimento–agua. Las condiciones paleoambientales estuvieron controladas por mecanismos principalmente globales, que promovieron condiciones estables dentro de la cuenca (Tabla 6.1 y Fig. 6.4).

### 6.2.3. Intervalo III (Eventos del Turoniano Tardío y Evento Hitch Wood)

El intervalo estratigráfico que comprende a los eventos del Turoniano tardío (intervalo III, comprende la transición entre las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva, zona de *Marginotruncana sigali*) está dominado por la microfacies MF3 (*wackestone* de foraminíferos planctónicos bioturbado con horizontes de foraminíferos bentónicos) (Figs. 5.7, 5.8 y 5.11). Esta microfacies sugiere un ambiente de depósito pelágico, marino profundo, de baja energía, con condiciones particulares de productividad marina y oxigenación. La reaparición de horizontes de filamentos en este intervalo sugiere la existencia de una alta productividad marina superficial y condiciones deficientes de oxígeno durante el depósito de las unidades que comprenden este intervalo. La presencia de abundantes foraminíferos planctónicos biserials de **estrategia r** (heterohelicidos), asociados a su vez con foraminíferos plantónicos de **estrategia k** con notable disminución en el tamaño de sus formas, indican un ligero incremento en el estrés paleoambiental, relacionado posiblemente a un mayor flujo de nutrientes y condiciones eutróficas. Sin embargo, dentro del intervalo III, la escasa presencia de radiolarios de tamaños pequeños indica que la productividad y el aporte de nutrientes no fueron tan altos como en el intervalo I (OAE 2) de la columna.

Por otra parte, la abundancia de foraminíferos bentónicos del género *Bolivina* en el intervalo III es de gran relevancia para la evaluación de las condiciones paleoambientales, debido a que estos organismos son de tipo oportunistas; es decir, tolerantes a condiciones de estrés paleoambiental (Haynes, 1981; Gupta y Machain–Castillo, 1993; Bernhard y Gupta, 1999). El género *Bolivina* aparentemente está presente desde el Jurásico, fue abundante en el Cretácico Superior y son formas distintivas del Cenozoico (Haynes, 1981). Actualmente, estos organismos se encuentran presentes en zonas de mínima oxigenación de la columna de agua de fondo. Un ejemplo claro de esto es su presencia en el océano Pacífico actual, el cual se caracteriza por una zona de mínimo oxígeno bien desarrollada, con valores de O<sub>2</sub> inferiores a 0.5 ml/L. En esta zona, las especies dominantes son *Bolivina* y *Epistominella*, las cuales están presentes desde ambientes neríticos hasta abisales (Phleger y Soutar, 1973; Gupta y Machain–Castillo, 1993; Bernhard *et al.*, 1997). Por otra parte, el género *Bolivina* ha sido también reportado en el noroeste del Mar Árabe en una zona de mínimo oxígeno originada a partir de una corriente ascendente activa y la consiguiente alta productividad, la cual presenta valores de O<sub>2</sub> por debajo de 0.2 ml/L, siendo el género *Bolivina pygmae* típico de la parte superior de la zona de mínimo oxígeno (Gupta y Machain–Castillo, 1993). El género *Bolivina* no solo ha sido reportado en mares con zonas de mínimo oxígeno bien desarrolladas, sino que también en zonas donde el alto flujo de nutrientes y la alta productividad primaria marina (plancton) genera zonas más pequeñas de mínima oxigenación. Este es el caso del océano Atlántico donde el agotamiento de oxígeno es generalmente leve, pero estos organismos también se han reportado. Por ejemplo, en Florida, donde en verano se han llegado a reportar valores de O<sub>2</sub> disuelto de

3–3.5 ml/L en la zona de mínimo oxígeno y donde el sustrato es rico en carbono orgánico, tres especies de foraminíferos bentónicos (*Bolivina lowmani*, *Bolivina subaenariensis* y *Cassidulina subglobosa*) comprenden más del 75% del conjunto vivo adaptado a estas condiciones (Gupta y Machain–Castillo, 1993). Otro ejemplo relevante de la presencia de *Bolivina* ocurre en el Golfo de México, donde el agotamiento de oxígeno no es tan alto (2.5–2.9 ml/L) como para generar una amplia zona de mínimo oxígeno. En las áreas cercanas al río Mississippi se ha reportado la presencia de *Bolivina* (*B. barbata* y *B. alata*) asociadas a una zona de mínimo oxígeno ligada a una alta productividad debido al aporte de nutrientes de dicho río (Gupta y Machain–Castillo, 1993; Koho y Piña–Ochoa, 2012). En síntesis, el género *Bolivina* es un organismo que sobrevive y se puede adaptar a condiciones altamente estresantes, siendo comunes en condiciones disóxicas–anóxicas, así como en ambientes con niveles ligeramente más altos de contenido de oxígeno, bajo la combinación frecuente de agotamiento de oxígeno y enriquecimiento de materia orgánica del sustrato. En el registro geológico, particularmente del Cretácico, se ha reportado la presencia del género *Bolivina* principalmente durante varios intervalos de agotamiento extremo de oxígeno en la interfaz sedimento–agua, siendo relevantes durante la ocurrencia del OAE 2 y algunos intervalos con deficiencia de oxígeno que tuvieron lugar durante el Cretácico Tardío (Holbourn *et al.*, 1999; Kuhnt, 2005; Friedrich *et al.*, 2006; Schönfeld *et al.*, 2015).

De manera general, la presencia de *Bolivina* en la sección Tlacolula, junto con el predominio de foraminíferos planctónicos de **estrategia r**, la presencia de foraminíferos planctónicos de **estrategia k**, pero con tamaños pequeños, y comunes y pequeños radiolarios sugiere que durante el depósito de los sedimentos referentes al intervalo III existió un aporte significativo de nutrientes variable, asociado a una productividad marina ligeramente alta. Este escenario no concuerda con el tipo de kerógeno encontrado, ya que este es continental (tipo III). Esta aparente contradicción, al igual que para los intervalos anteriores, se explica a través de la oxidación o alteración térmica del kerógeno original.

En cuanto a los niveles de oxigenación, además de los filamentos y la presencia de *Bolivina*, el índice de bioturbación bajo a moderado (comúnmente de 2–3; Figs. 5.5 y 5.11) que presentan los estratos del intervalo estratigráfico III, también señala condiciones de deficiencia de oxígeno (condiciones anóxicas/disóxicas) durante la ocurrencia de los eventos del Turoniano tardío. Este régimen rédox es también respaldado por: 1) la relación U/Th (Fig. 5.5), con valores principalmente en el campo anóxico, y picos en el campo disóxico hacia la parte final, y 2) un aumento significativo en las concentraciones de Fe, V, Zn, Mo y COT. En Tlacolula, estos elementos no tienen una relación con el flujo detrítico (concentraciones estables de K), así que, como ya se mencionó anteriormente, su incremento sí está asociado a condiciones empobrecidas en oxígeno. Los picos máximos en las concentraciones de elementos trazas y COT son congruentes con los datos publicados por Eldrett *et al.* (2015, 2017) también para el evento Hitch Wood, procedentes de los núcleos Innes–1 e Iona–1.

A nivel global, el incremento de nutrientes que pudo ocasionar la alta productividad marina y la deficiencia de oxígeno durante la ocurrencia de los eventos del Turoniano tardío aún no ha sido documentada de manera formal. En este contexto, es relevante el trabajo de Dürkefälden *et al.* (2019), quienes evidenciaron que durante el emplazamiento de la Provincia Ígnea del Caribe–Colombia ocurrieron dos grandes etapas de vulcanismo, una entre 95 y 83 Ma (con un pico máximo en ~89 Ma) y otra entre 81 y 71 Ma (con un pico máximo en ~76 Ma). Estos autores proponen que una gran parte del Ridge Beata se formó

por actividad extrusiva hace aproximadamente ~89 Ma, edad que coincide con la ocurrencia de los eventos del Turoniano tardío. En el presente trabajo se propone que dicha actividad volcánica pudo aportar parte de los nutrientes para el desarrollo de estos eventos. En cuanto a la actividad volcánica regional, es necesario resaltar que dentro de este intervalo se observó un incremento en la presencia de estratos de bentonita, lo que pudo incrementar el aporte de nutrientes y estimular la alta productividad. Esta relación entre el influjo de material volcánico y la productividad marina, ha sido descrita por varios autores, que señalan que la introducción de grandes cantidades de hierro (derivado del material volcánico) intervienen como un agente fertilizador dentro de la columna de agua (Duggen *et al.*, 2010; Langmann *et al.*, 2010).

Las condiciones de deficiencia de oxígeno observadas durante la ocurrencia de los eventos del Turoniano tardío son también respaldadas por los valores negativos de  $\delta^{34}\text{S}$  de la pirita de este intervalo ( $\delta^{34}\text{S}$  entre -29.3 y -9.5‰; Fig. 5.14). El fraccionamiento isotópico del azufre de la pirita ( $\Delta\text{S}_{\text{sulfato-pirita}}$ ) muestra valores de hasta 48.3‰, que al igual que para el intervalo correspondiente al OAE 2, se infiere que es producto del incremento en el fraccionamiento isotópico del azufre por sulfato-reducción bacteriana. Este valor puede estar relacionado con el aumento de la actividad volcánica que ocurrió a finales del Turoniano, durante el segundo pico de formación de la Provincia Ígnea del Caribe-Colombia (Dürkefälden *et al.*, 2019). Este mayor vulcanismo pudo desencadenar la anoxia marina e incrementar los niveles de sulfato global, y de esta forma, favorecer la sulfato-reducción bacteriana. Este origen biótico para la pirita del intervalo III es respaldado por la presencia de estructuras framboidales con diámetros menores a 10  $\mu\text{m}$ , que de acuerdo con diversos autores son producto de la acción bacteriana bajo condiciones disóxicas/anóxicas (por ejemplo, Wilkin *et al.*, 1996; Wilkin y Barnes, 1997; Wignall *et al.*, 2005) (Fig. 5.12).

En resumen, durante la ocurrencia de los eventos del Turoniano tardío (Intervalo III), en la Cuenca Huayacocotla tuvo lugar una baja tasa de acumulación de sedimentos calcáreos, en un ambiente de depósito pelágico, marino profundo, de baja energía. El estudio de los diferentes indicadores paleoambientales muestra evidencias de una productividad marina superficial alta (condiciones eutróficas) asociada con condiciones principalmente anóxicas en el fondo marino (interfaz óxico-anóxica por encima de la interfaz sedimento-agua). El aumento en la disponibilidad de nutrientes pudo asociarse tanto al influjo de la masa de agua del Tetis-Atlántico (enriquecida en elementos traza y nutrientes, debido a un pico de actividad volcánica de la Provincia Ígnea del Caribe-Colombia), como a la caída y retrabajo de ceniza volcánica. La sulfato-reducción bacteriana estuvo favorecida por una mayor disponibilidad de sulfato a nivel global/regional debido a un pico de actividad volcánica del *plateau* del Caribe-Colombia. Las condiciones paleoambientales fueron dominadas por mecanismos tanto globales como procesos locales/regionales (Tabla 6.1 y Fig. 6.4).

#### 6.2.4. Intervalo IV (Turoniano superior—Coniaciano)

El intervalo estratigráfico que comprende la parte superior de la columna (intervalo IV, Formación Agua Nueva, parte inferior de la *zona de Dicarinella concavata*) está dominado por la microfacies MF4 (*Packstone* altamente bioturbado) (Figs. 5.7, 5.8 y 5.13). Al igual que los intervalos anteriores, esta microfacies sugiere un ambiente de depósito pelágico, marino profundo.

El intervalo IV dentro de la sección Tlacolula presenta un cambio importante en la litología, caracterizado por un notable incremento en la presencia de bentonita y una disminución del espesor de los estratos de caliza (Fig. 5.3). La abundancia de estratos de bentonita está

reflejada en el registro espectrométrico de Rayos Gamma por un incremento notable en los valores de Th y K, ya que estos elementos pueden asociarse a minerales tanto de origen volcánico (por ejemplo, el potasio es el componente químico esencial de minerales como ortosa, microclina y anortoclasa, mientras que el Th se encuentra principalmente en minerales pesados como el circón y la monacita) como a arcillas (Lambert y Heier 1967; Portnov 1987; Boggs; 2014). De manera general, el cambio litológico observado en este intervalo es congruente con los eventos geológicos regionales (Fig. 1.2). Por una parte, la disminución de los carbonatos debe estar asociada a la intensificación de la actividad tectónica y deformación orogénica, ya que esto promovió mayor llegada de terrígenos a las cuencas del Golfo de México y el fin del predominio de los depósitos de carbonatos (Fitz-Diaz *et al.*, 2014). Por otra parte, el aumento en la abundancia de bentonita puede estar ligada al incremento en la actividad volcánica en el occidente de México que tuvo lugar a finales del Turoniano e inicios del Coniaciano (Padilla y Sánchez, 2007). Otra posibilidad de la ocurrencia de las bentonitas como lo sugiere Velasco-Tapia *et al.* 2016 en el trabajo realizado en la Formación San Felipe (Coniaciano–Santoniano), es que esta ceniza volcánica provenga de cuerpos plutónicos post-orogénicos. Sin embargo, en el área de estudio no existe evidencia de dicha actividad durante el Cenomaniano–Coniaciano.

En cuanto a las condiciones paleoambientales, el dominio de foraminíferos planctónicos de **estrategia k** con tamaños grandes y bien desarrollados indica cierta estabilidad en el aporte de nutrientes y, por tanto, condiciones oligotróficas. Estas condiciones contrastan con la mayor presencia de bentonitas, que pudieron al igual que en el intervalo anterior, aumentar la disponibilidad de nutrientes y originar condiciones inestables. Sin embargo, cabe resaltar que para el lapso Turoniano tardío–Coniaciano las variaciones en los cambios del nivel del mar y una mayor circulación–oceánica en el Atlántico (Arthur *et al.*, 1987; Schlanger *et al.*, 1987; Leckie *et al.*, 2002; van Bentum, *et al.*, 2009, Eldrett *et al.*, 2017) pudieron influir directamente en la columna, provocando una mayor oxigenación, y en general, condiciones estables y óptimas para el surgimiento de foraminíferos planctónicos de **estrategia k**. Un régimen oxigenado durante el depósito de este intervalo es congruente con el alto índice de bioturbación (3–5) (Figs. 5.7, 5.8 y 5.13) que indica una intensa actividad de los organismos tanto en la superficie del fondo marino como dentro de los sedimentos. También es refrendado por la relación U/Th (Fig. 5.5), con valores en el campo óxico, y por una estabilidad general en las curvas de los elementos traza (Fe, V, Mo y Zn; Fig. 5.16). En cuanto al tipo de kerógeno, al igual que en los tres intervalos anteriores, es de tipo III, lo que también sugiere una alteración posiblemente por oxidación.

La pirita del intervalo IV presenta valores de  $\delta^{34}\text{S}$  alrededor de -30‰, valor con el cual se estableció un fraccionamiento isotópico de azufre ( $\Delta\text{S}_{\text{sulfato-pirita}}$ ) de 49‰ (Fig. 5.14). Este intervalo, al igual que el intervalo II (Post–OAE 2), presenta un incremento en el índice de bioturbación, lo que pudo favorecer también el proceso de sulfato reducción bacteriana en un sistema abierto, con suministro ilimitado de azufre ligero ( $^{32}\text{S}$ ). Sin embargo, cabe resaltar que estos valores no encajan con las condiciones oxigenadas que tuvieron lugar durante el depósito de este intervalo, pues estas no permitieron la preservación de materia orgánica y, por ende, debieron inhibir la sulfato–reducción bacteriana. De hecho, esto último explica porque la pirita no está presente en la mayor parte de los estratos de este intervalo, siendo las piritas analizadas las únicas presentes. Lamentablemente no existen otros registros isotópicos de azufre que permitan comparar los valores con los obtenidos en este trabajo.

En resumen, durante la ocurrencia del intervalo IV (Turoniano superior—Coniaciano), el depósito de sedimentos en la Cuenca Huayacocotla continuó en un ambiente de depósito pelágico, marino profundo. Sin embargo, las condiciones del fondo de la cuenca pasaron rápidamente de condiciones anóxicas (intervalo III) a condiciones completamente oxigenadas. Los indicadores paleoambientales muestran que la productividad marina fue moderada (condiciones oligotróficas), controlada por el aporte de nutrientes del continente y de la actividad volcánica. Tanto en la columna de agua como en el fondo de la cuenca dominaron condiciones oxigenadas (interfaz óxico–anóxica por debajo de la interfaz sedimento agua), posiblemente relacionadas a variaciones del nivel del mar y a una mayor circulación de la masa de agua del Atlántico. La sulfato–reducción bacteriana continuó, pero por debajo de la interfaz sedimento–agua. Las condiciones paleoambientales estuvieron controladas por mecanismos principalmente regionales/globales, que a pesar de la influencia de los procesos locales (tectonismo y volcanismo), causaron condiciones estables. (Tabla 6.1 y Fig. 6.4).

Intervalo	
I	II
27	21
Tamaulipas Superior	Tamaulipas Superior
Cenomaniano tardío—Turoniano temprano (cima de la zona de <i>R. cushmani</i> —base de la zona de <i>H. helvetica</i> )	Turoniano (cima de la zona de <i>H. helvetica</i> y base de la zona de <i>M. sigali</i> ). Edad radiométrica = 89.9 ± 1.5 Ma
Estratos gruesos de caliza, intercalada con ocasionales niveles de lutita y bentonita	
0—1	1—2
MF1: <i>Mudstone-wackestone</i> con horizontes de filamentos. MF2: <i>Packstone-wackestone</i> de radiolarios	MF1: <i>Mudstone-wackestone</i> con horizontes de filamentos.
<1—3.30	<1—2.52
III II	III II
Relativamente alta	Baja
Relativamente alta	Baja
Relativamente alta	Baja
Moderada a alta	Baja
Relativamente alta	Baja
Estable baja	Estable baja
Estable baja	Estable baja
Alta a moderada	Baja
*Sitio de depósito: pelágico (profundo) *Nivel de energía: bajo *Condiciones redox: disóxicas con intervalos anóxicos de corta duración *Nivel de nutrientes: alto *Aporte de detriticos: bajo *Aporte de material volcánico: moderado *Mecanismo dominante: global/regional	*Sitio de depósito: pelágico (marino) *Nivel de energía: bajo *Condiciones redox: disóxicas con intervalos anóxicos de corta duración *Nivel de nutrientes: bajo *Aporte de detriticos: bajo *Aporte de material volcánico: bajo *Mecanismo dominante: global
III	III
Alta a moderada	Moderada
Moderada	Moderada
Alta a moderada	Moderada
Alta a moderada	Moderada
Estable baja	Estable baja
Estable baja	Estable baja
Alta	Alta
*Sitio de depósito: pelágico (profundo) *Nivel de energía: bajo *Condiciones redox: anóxicas con intervalos disóxicos *Nivel de nutrientes: altos *Aporte de detriticos: bajo *Aporte de material volcánico: alto *Mecanismo dominante: global y locales/regionales	*Sitio de depósito: pelágico (profundo) *Nivel de energía: bajo *Condiciones redox: anóxicas con intervalos disóxicos *Nivel de nutrientes: altos *Aporte de detriticos: bajo *Aporte de material volcánico: alto *Mecanismo dominante: global y locales/regionales
IV	III
16.5	18.5
Agua Nueva	Cima Tamaulipas Superior—Base Agua Nueva
Turoniano tardío—Coniaciano (Zona de <i>Dicarinella Concavata</i> )	Turoniano (parte media de la zona de <i>M. sigali</i> )
Estratos gruesos a medios de caliza negra con abundantes lentes de pedernal, que alternan con frecuentes niveles de bentonita	
3—5	2—3
MF4: <i>Packstone</i> altamente bioturbado	MF3: <i>Wackestone</i> de foraminíferos planctónicos bioturbado con horizontes de foraminíferos bentónicos.
<1	<1—4.82
III II	III
Moderada	Alta a moderada
Baja	Moderada
Baja	Alta a moderada
Baja	Moderada
Moderada	Alta a moderada
Alta	Estable baja
Alta	Estable baja
Baja	Alta
*Sitio de depósito: pelágico (marino) *Nivel de energía: bajo *Condiciones redox: óxicas *Nivel de nutrientes: moderado *Aporte de detriticos: bajo *Aporte de material volcánico: alto *Mecanismo dominante: regional/global y en menor medida local	*Sitio de depósito: pelágico (profundo) *Nivel de energía: bajo *Condiciones redox: anóxicas con intervalos disóxicos *Nivel de nutrientes: altos *Aporte de detriticos: bajo *Aporte de material volcánico: alto *Mecanismo dominante: global y locales/regionales

Características Geoquímicas

Fe(%)  
V(ppm)  
Z(ppm)  
Mo(ppm)  
U(ppm)  
K(%)  
Th(ppm)  
U/Th

Interpretación Paleambiental

Tabla. 6.1. Resumen de las principales características geoquímicas de cada intervalo, así como su interpretación paleoambiental.

## DISCUSIÓN

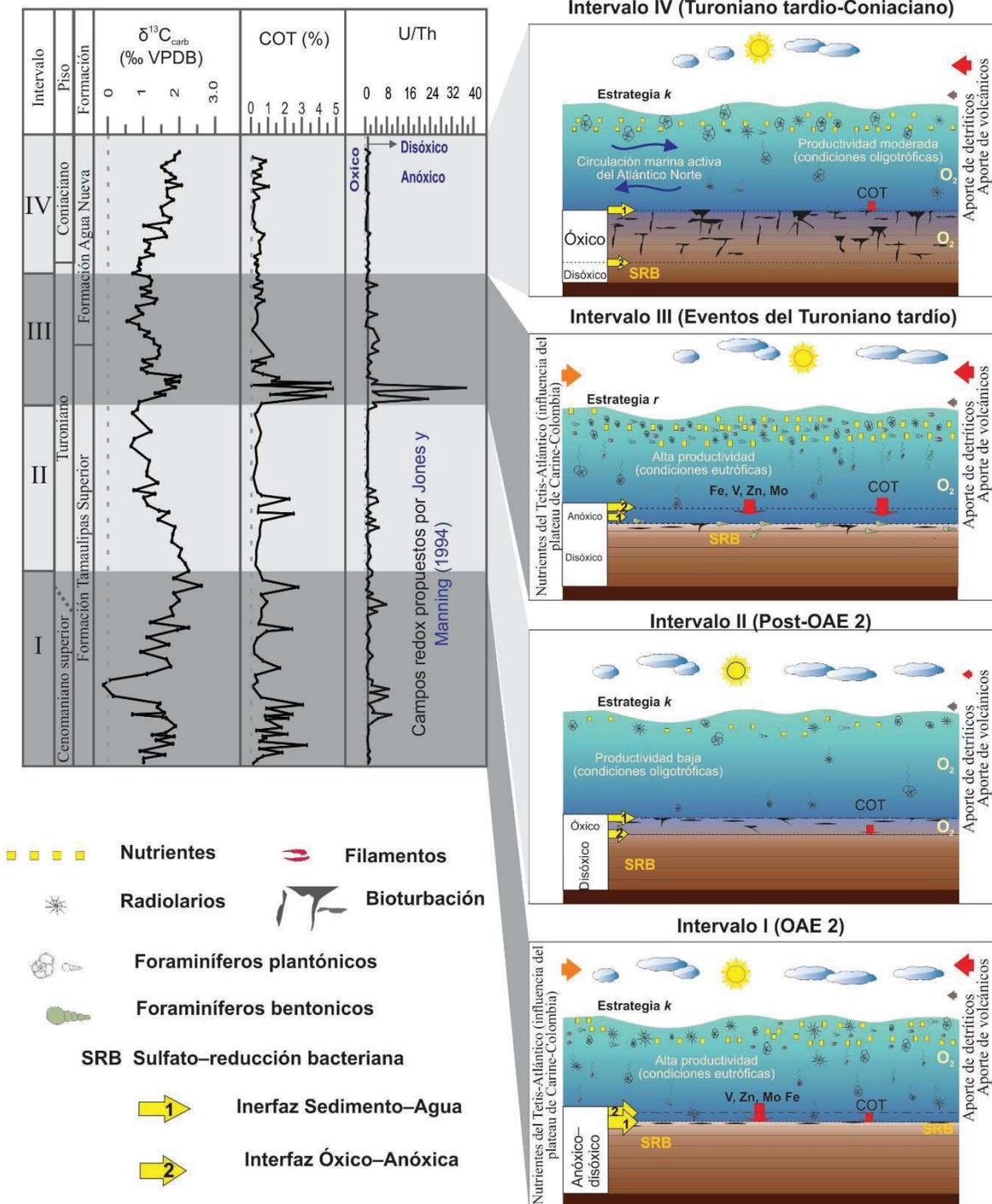


Figura. 6.4. Modelos paleoambientales. Se muestran las condiciones paleoambientales dominantes para cada uno de los intervalos identificados y su relación con las variaciones de isótopos de carbono y COT.

### 6.3. IMPLICACIONES REGIONALES

Eldrett *et al.* (2017) propuso un modelo de circulación de las masas de agua del hemisferio norte del continente americano para el lapso Cenomaniano–Coniaciano (Fig. 6.5). Según este modelo, antes del OAE 2 no existía una conexión entre las masas de agua del Mar Interior Occidental de Norteamérica y las masas de agua boreales y del océano Tetis–Atlántico. Por tanto, en el Mar Interior Occidental de Norteamérica las condiciones rédox fueron predominantemente anóxicas, ya que esta fue una cuenca cerrada, con predominio de estratificación de la columna de agua. Sin embargo, durante el desarrollo del OAE 2, la transgresión marina causó el ingreso de la masa de agua boreal a la cuenca, lo cual ocasionó la mezcla de las masas de agua y la oxigenación del fondo marino. De esta manera, el desarrollo del OAE 2 en el Mar Interior Occidental de Norteamérica tuvo lugar bajo condiciones oxigenadas. Este régimen rédox es contrastante con el reportado en otros lugares del mundo donde predominaron condiciones anóxicas e incluso euxínicas, por ejemplo: 1) en la Cuenca Umbria–Marche localizada en Italia (Turgeon y Brumsack, 2006); 2) en los sitios DSDP 105, 603B, 144 y 367 del Atlántico Norte, (Kuypers *et al.*, 2002, 2004); 3) en la Cuenca de Tarfaya, Marruecos (pozo Shell S13, Sección Mohammed–Plage, Kuypers *et al.*, 2002, Mort *et al.* 2008). No obstante, condiciones oxigenadas también han sido reportadas en la Cuenca de Molasse, oeste del mar de Tetis (sección Chrummyflueschlucht, Suiza, Westermann *et al.*, 2010) y en la Cuenca Gamba–Tingri, China, (sección Gongzha, Bomou *et al.* 2013).

Según Eldrett *et al.* (2017), este cambio oceanográfico ocurrido durante el OAE 2 y que causó oxigenación de la masa de agua se registra incluso en sitios como el norte de Sudamérica (Tetis sur): sitios DSDP 105 y 603B (Owens, *et al.*, 2012) y en la Cuenca Demerara Rise, sitios ODP 1260, 1261 (Hetzel *et al.*, 2009). Además de la variación en las condiciones rédox, dicho cambio también influyó en la disminución de la abundancia de elementos traza rédox–sensibles, con valores altos antes del evento y mínimos durante el OAE 2. Por consiguiente, Eldrett *et al.* (2017) asumió que este cambio en las condiciones rédox también pudieron presentarse dentro del área que comprendió el Mar Interior Mexicano. Esto difiere parcialmente con lo reportado en el presente estudio (sección Tlacolula, Cuenca de Huayacocotla) y en otras localidades: Sierra de Parras (Duque–Botero *et al.*, 2009) y Cuenca de Tampico Misantla (sección Xilitla, Núñez–Useche *et al.*, 2016). En todas ellas predominaron condiciones empobrecidas en oxígeno durante la ocurrencia del OAE 2 y moderadas a altas concentraciones de elementos traza rédox–sensibles. Cabe resaltar que tanto en la sección Tlacolula como en la sección Xilitla, sí ocurrieron pequeños lapsos con condiciones oxigenadas de corta duración que podrían relacionarse con lo establecido en el modelo de Eldrett *et al.* (2017). Esto confirma que el régimen rédox y el secuestro de carbono durante el intervalo del OAE 2 fueron ampliamente variables y dependientes de las condiciones regionales/locales.

Por otra parte, en el modelo de Eldrett *et al.* (2017) se plantea que a finales del Turoniano ocurrió el ingreso de la masa de agua del Tetis–Atlántico al el Mar Interior Occidental de Norteamérica, a través del Golfo de México (Fig. 6.5). Este escenario concuerda con lo observado en la sección Tlacolula para el intervalo III, correspondiente a los eventos del Turoniano tardío. En este trabajo se propone que el incremento en los nutrientes y en la disponibilidad de sulfato durante el intervalo III fue el resultado de la influencia de un pico de actividad volcánica durante el emplazamiento de la Provincia Ígnea del Caribe–Colombia. Sólo la invasión de la masa de agua del Tetis–Atlántico (que contenía la señal química de este evento volcánico) al Golfo de México concuerda satisfactoriamente con lo propuesto en esta investigación.

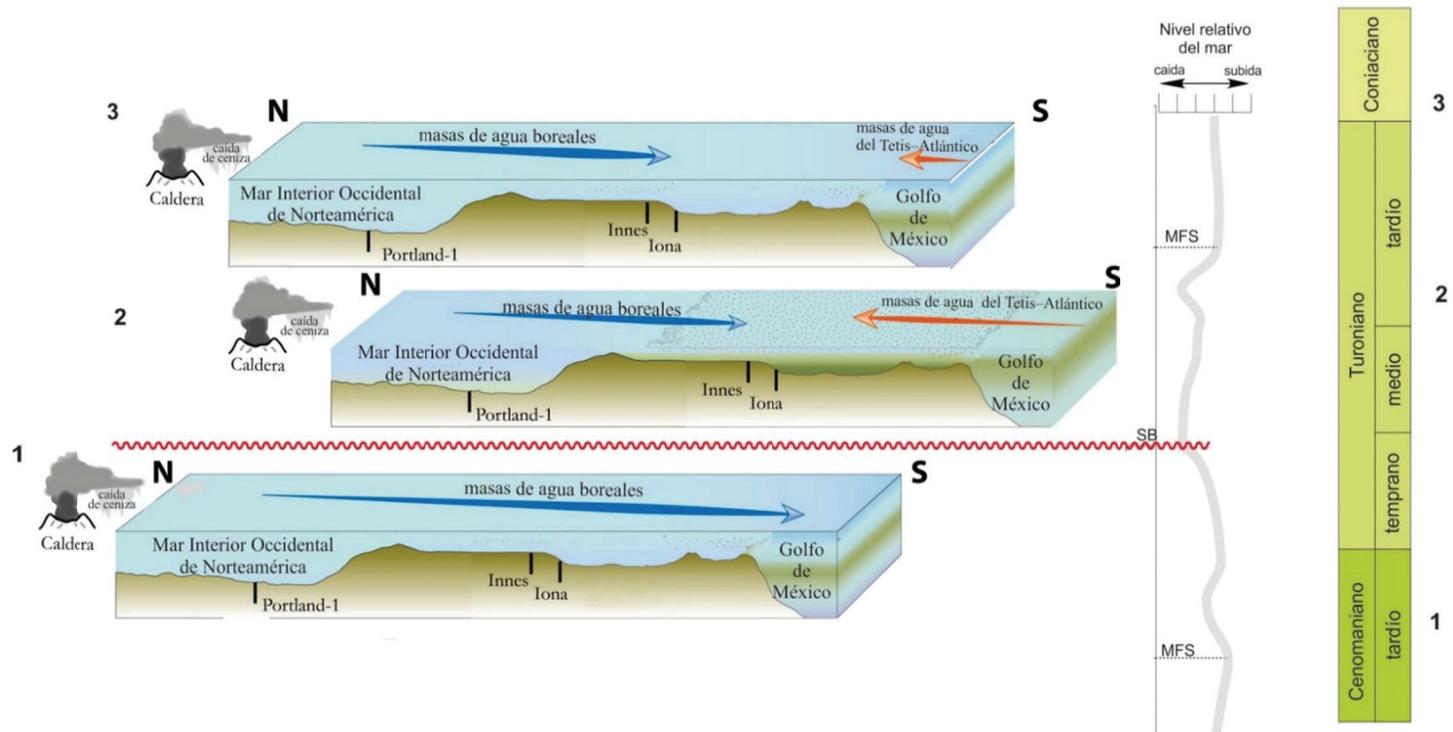
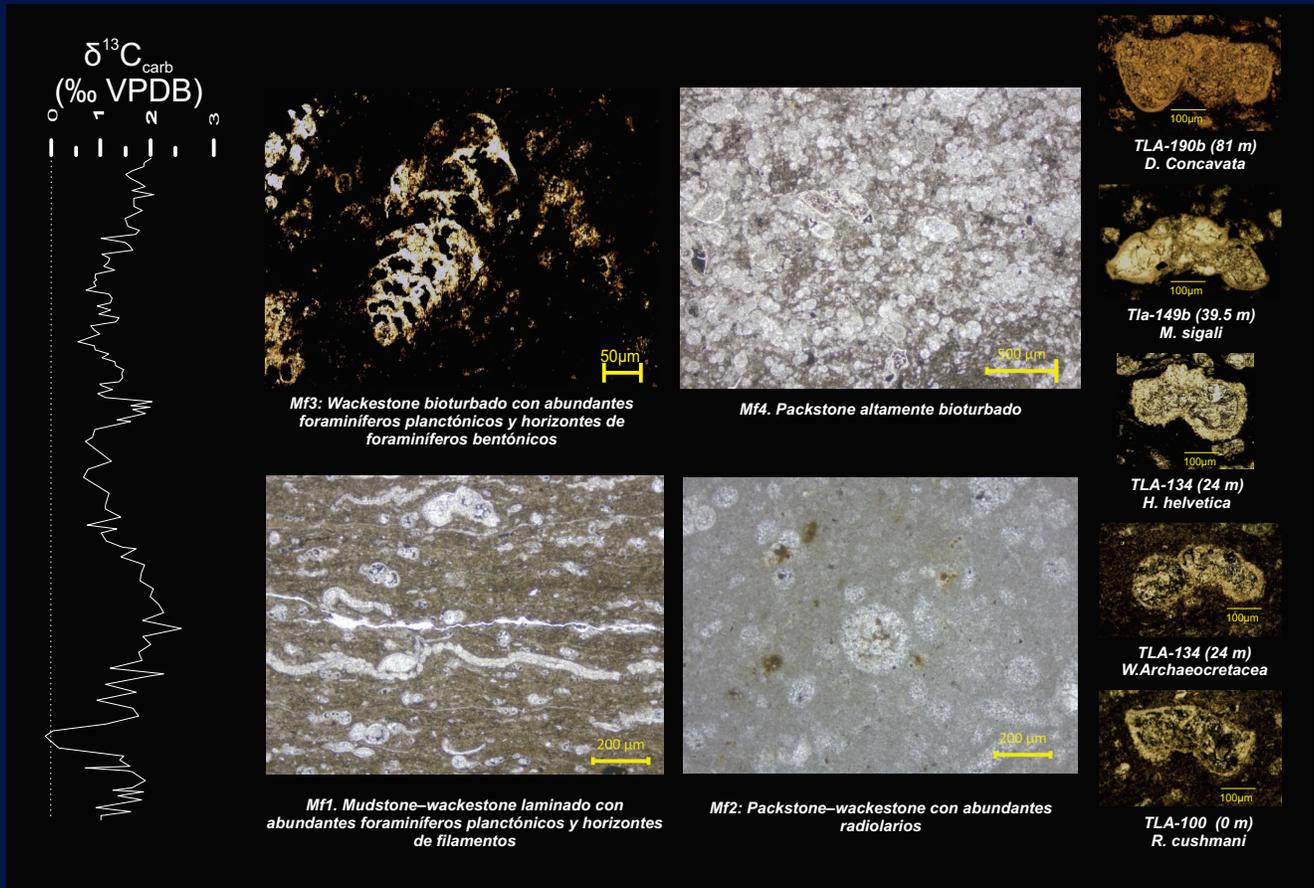


Figura. 6.5. Modelo de circulación de las masas de agua del hemisferio norte del continente americano para el lapso Cenomaniano–Coniaciano, propuesto por [Eldrett \*et al.\* \(2017\)](#). 1) intervalo de ocurrencia del OAE 2 donde se observa el flujo de agua boreal hacia el sur, asociado con la máxima transgresión marina (~94.7 Ma), evidenciando condiciones oligotróficas y oxigenadas durante el Cenomaniano tardío en la parte central y oriental del Mar Interior Occidental de Norteamérica; 2 y 3) se caracterizan por otras dos incursiones de aguas del océano Tetis–Atlántico tanto boreales como ecuatoriales en el Mar Interior Occidental de Norteamérica.



## CAPÍTULO

# 7

## CONCLUSIONES

Azucena Colín Rodríguez  
Tesis de Maestría

## CONCLUSIONES

Mediante el fechamiento U–Pb de granos de circón ( $89.9 \pm 1.5$  Ma) así como la posición de biozonas de foraminíferos planctónicos (*Rotalipora cushmani*–*Dicarinella concavata*) y de bioeventos (eventos de filamentos 1 y 2), la edad de la sección Tlacolula fue constreñida al lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano. Predominan las microfacies con organismos pelágicos (foraminíferos planctónicos, radiolarios y pelecípodos) y texturas lodo–soportadas (mudstone–packstone), las cuales sugieren el depósito en un ambiente de depósito pelágico, marino profundo.

Este trabajo documenta dos importantes y significativos episodios de cambio global acelerado: el OAE 2 y los eventos del Turoniano tardío. Estos eventos influyeron en los sedimentos depositados dentro de la Cuenca Huayacocotla.

A partir de diferentes indicadores paleoambientales se determinaron cuatro intervalos que enmarcan las condiciones cambiantes durante el lapso Cenomaniano tardío–Coniaciano dentro de la Cuenca Huayacocotla:

### **Intervalo I (OAE 2)**

Durante este evento predominaron condiciones eutróficas en la superficie marina y condiciones empobrecidas en oxígeno en la interfaz sedimento agua. Este escenario favoreció la acumulación de materia orgánica y de elementos traza redox–sensibles. Estuvo influenciado principalmente por agua marina del océano Tetis–Atlántico, enriquecida en elementos traza y nutrientes provenientes posiblemente de la actividad volcánica de la Provincia ígnea de Caribe–Colombia. La actividad volcánica global contribuyó a una mayor disponibilidad de sulfato, lo que favoreció la sulfato–reducción bacteriana y la formación de pirita. El aporte de material terrígeno y volcánico fue bajo a nulo.

### **Intervalo II (Post–OAE 2)**

En lo que concierne a este intervalo predominaron condiciones oligotróficas en la superficie marina y condiciones ligeramente oxigenadas en la interfaz sedimento agua. Este escenario fue limitante para la acumulación de materia orgánica y de elementos traza redox–sensibles. Durante este intervalo la disminución de la actividad volcánica de la provincia ígnea de Caribe–Colombia posiblemente reguló el aporte de elementos traza y nutrientes a la cuenca. La sulfato–reducción bacteriana persistió, pero por debajo de la interfaz sedimento–agua. Las condiciones paleoambientales estuvieron controladas por mecanismos principalmente globales, que promovieron condiciones estables. El aporte de material terrígeno y volcánico fue bajo a nulo.

### **Intervalo III (Eventos del Turoniano Tardío)**

Durante estos eventos predominaron condiciones eutróficas en la superficie marina y condiciones empobrecidas en oxígeno en la interfaz sedimento agua. Este escenario favoreció la acumulación de materia orgánica y de elementos traza redox–sensibles. El incremento en la disponibilidad de nutrientes y elementos traza probablemente estuvo asociado a un nuevo pico de actividad volcánica de la Provincia ígnea de Caribe–Colombia, así como a la caída y retrabajo de ceniza volcánica. El vulcanismo contribuyó con una mayor disponibilidad de sulfato, lo que una vez más favoreció la sulfato–reducción bacteriana y la formación de pirita. El aporte de material terrígeno fue bajo. Los mecanismos dominantes fueron globales/regionales.

### ***Intervalo IV (Turoniano tardío–Coniaciano)***

Durante el último intervalo registrado predominaron condiciones oligotróficas en la superficie marina. Las condiciones en la columna de agua fueron oxigenadas y estuvieron asociadas con las variaciones del nivel del mar y una mayor circulación de la masa de agua del Tetis–Atlántico. Este escenario fue limitante para la acumulación de materia orgánica y de elementos traza redox–sensibles. Las condiciones paleoambientales estuvieron controladas por mecanismos principalmente globales/regionales, que a pesar de la influencia de los procesos locales (tectonismo y vulcanismo), causaron condiciones estables.



# BIBLIOGRAFÍA

Azucena Colín Rodríguez  
Tesis de Maestría

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, D. D., Hurtgen, M. T., y Sageman, B. B. (2010). Volcanic triggering of a biogeochemical cascade during Oceanic Anoxic Event 2. *Nature geoscience*, 3(3), 201.
- Akinlua, A., Adekola, S. A., Swakamisa, O., Fadipe, O. A., y Akinyemi, S. A. (2010). Trace element characterisation of Cretaceous Orange Basin hydrocarbon source rocks. *Applied Geochemistry*, 25(10), 1587-1595.
- Algeo, T. J. (2004). Can marine anoxic events draw down the trace element inventory of seawater?. *Geology*, 32(12), 1057-1060.
- Algeo, T. J., y Lyons, T. W. (2006). Mo–total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. *Paleoceanography*, 21(1).
- Algeo, T. J., y Maynard, J. B. (2004). Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical geology*, 206(3-4), 289-318.
- Algeo, T. J., y Maynard, J. B. (2008). Trace-metal covariation as a guide to water-mass conditions in ancient anoxic marine environments. *Geosphere*, 4(5), 872-887.
- Algeo, T. J., y Rowe, H. (2012). Paleoceanographic applications of trace-metal concentration data. *Chemical Geology*, 324, 6-18.
- Algeo, T. J., y Tribouillard, N. (2009). Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chemical Geology*, 268(3-4), 211-225.
- Anbar, A. D., y Knoll, A. H. (2002). Proterozoic ocean chemistry and evolution: a bioinorganic bridge?. *science*, 297(5584), 1137-1142.
- Anderson, O. R., Bennett, P., y Bryan, M. (1989). Experimental and observational studies of radiolarian physiological ecology: 3. Effects of temperature, salinity and light intensity on the growth and survival of *Spongaster tetras tetras* maintained in laboratory culture. *Marine Micropaleontology*, 14(4), 275-282.
- Ángeles-Trigueros, S. A., Blanco-Piñón, A., Hernández-Ávila, J., y Zavala-Díaz de la Serna, F. J. (2012). Bioformas microscópicas en pirita sedimentaria y sus implicaciones astrobiológicas (resumen). VIII Reunión de la Sociedad Mexicana de Astrobiología: Cuernavaca, Morelos, México, Sociedad Mexicana de Astrobiología y Universidad Autónoma del Estado de Morelos, 59-62.
- Angulo, F. C. (1987). estudios geológicos regional y de semidetalle, alrededor del sitio de barra el Tordo, Tamaulipas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57-67.
- Araujo-Mendieta, J. (1978). Litofacies y diagénesis de la Formación Tamaulipas Inferior (Cretácico Inferior) en el subsuelo de las áreas Bejuco-La Laja, Estado de Veracruz. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39(2), 14-24.

- Arenas Islas, D., Esquivel Macías, C., y Flores-Castro, K. (2009). Amonoideos y bivalvos del Sinemuriano Superior en un nuevo afloramiento de la Formación Huayacocotla, Hidalgo, México, algunas consideraciones paleoambientales. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(2), 185-197.
- Armstrong, H. A., y Brasier, M. D. (2004). Foraminifera. *Microfossils*, 142-187.
- Arthur, M. A., y Schlanger, S. O. (1979). Cretaceous. *AAPG bulletin*, 63(6), 870-885.
- Arthur, M. A., Schlanger, S. T., y Jenkyns, H. C. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *Geological Society, London, Special Publications*, 26(1), 401-420.
- Arthur, M. A., Brumsack, H. J., Jenkyns, H. C., y Schlanger, S. O. (1990). Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In *Cretaceous resources, events and rhythms* (pp. 75-119). Springer, Dordrecht.
- Bacelle, L., y Bosellini, A. (1965). Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie: *Annali dell'Università di Ferrara*, ser.
- Bjerrum, C. J., y Canfield, D. E. (2011). Towards a quantitative understanding of the late Neoproterozoic carbon cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(14), 5542-5547.
- Blanco-Piñón, A., Frey, E., Stinnesbeck, W., y López Oliva, J. G. (2002). Late Cretaceous (Turonian) fish assemblage from Vallecillo, northeastern Mexico. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 39-54.
- Blanco, A., Ángeles-Trigueros, S. A., Hernández-Ávila, J., Silva-Martínez, L. E., Zavala-Díaz de la Serna, F. J., Ambrocio-Cruz, S. P., y Castañeda-Posadas, C. (2016). Estructuras biomórficas microscópicas en pirita marina sedimentaria del Cretácico Superior. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33(3), 378-386.
- Blanco, A., Zavala, F. J., Hernández-Ávila, J., Maurrasse, F., Duque-Botero, F., y Ramírez-Cardona, M. (2010). Microbial preservation in sedimentary pyrite from Cretaceous organic-matter-rich carbonate mudstone: a preliminary report. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 41, p. 2487).
- Barboza, J. R., Hoppe, M., Gómez, M., y Martínez, 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.
- Barragan, R. (2001). Sedimentological and paleoecological aspects of the Aptian transgressive event of Sierra del Rosario, Durango, northeast Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(2), 189-202.
- Barr, F. T. (1972). Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya. *Micropaleontology*, 18(1), 1-46.

- Behar, F., Beaumont, V., y Penteadó, H. D. B. (2001). Rock-Eval 6 technology: performances and developments. *Oil and Gas Science and Technology*, 56(2), 111-134.
- Bernhard, J. M., y Gupta, B. K. S. (1999). Foraminifera of oxygen-depleted environments. In *Modern foraminifera* (pp. 201-216). Springer, Dordrecht.
- Bernhard, J. M., Sen Gupta, B. K., y Borne, P. F. (1997). Benthic foraminiferal proxy to estimate dysoxic bottom-water oxygen concentrations; Santa Barbara Basin, US Pacific continental margin. *The Journal of Foraminiferal Research*, 27(4), 301-310.
- Bessa, J. L. (1995). High-resolution outcrop gamma-ray spectrometry of the Lower Lias, Southern Britain (Doctoral dissertation, University of Oxford).
- Bice, K. L., Birgel, D., Meyers, P. A., Dahl, K. A., Hinrichs, K. U., y Norris, R. D. (2006). A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. *Paleoceanography*, 21(2).
- Bird, D. E., Burke, K., Hall, S. A., y Casey, J. F. (2005). Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *AAPG bulletin*, 89(3), 311-328.
- Boggs, S. JR., (2001). "Principles of Sedimentology and Stratigraphy".
- Boggs, S. (2014). Siliciclastic sedimentary rocks. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, 5.
- Bolli, H., (1945). Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den hahem helvetischen Decken: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 37 (1944), p. 217-328.
- Bolli, H. M. (1966). Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Boln inj. Asoc. Venezolana Geol., Min y Petrol.*, 9: 3-32.
- Bomou, B., Adatte, T., Tantawy, A. A., Mort, H., Fleitmann, D., Huang, Y., y Föllmi, K. B. (2013). The expression of the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event in Tibet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, 466-481.
- 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.
- Borsetti, A. M. (1962). Foraminiferi planctonici di una serie cretacea dei Dintorni di Piobbico (Prov. di Pesaro). *Giornale di Geology Series*, 2(29), 19-75.
- Bragina, L. G., Agarkov, Y. V., y Bragin, N. Y. (2007). Radiolarians of the upper Cenomanian and lower Turonian from deposits of the Ananuri Formation, the western Caucasus (Lazarevskoe area). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 15(3), 310-320.
- Bralower, T. J., CoBabe, E., Clement, B., Sliter, W. V., Osburn, C. L., y Longoria, J. (1999). The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, northeastern Mexico. *The Journal of Foraminiferal Research*, 29(4), 418-437.

- 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-Madriral, 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.
- Canfield, D. E. (2001). Biogeochemistry of sulfur isotopes. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 43(1), 607-636.
- 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.
- Carrasco-Velázquez, B. E., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., y Solé Viñas, J. (2008). Estratigrafía de la formación Metztlán del Plioceno (estado de Hidalgo, Centro-Este de México). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60(1), 83-99.
- 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.
- Caron, M. (1983). La spéciation chez les foraminifères planctiques: une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana*, 10, 671-676.
- Caron, M., Dall'Agnolo, S., Accarie, H., Barrera, E., Kauffman, E. G., Amédéo, F., y Robaszynski, F. (2006). High-resolution stratigraphy of the Cenomanian–Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Geobios*, 39(2), 171-200.
- Castillo, M. C., Contreras, E. R., y Lucach, S. O. (2010). Evaluación de Facies Ricas en Materia Orgánica por Medio de Registros Geofísicos en el Cretácico en Sureste Mexicano. (IN SPANISH) Seismic Evaluation of Facies Rich in Organic Material in the Cretaceous in Southeast Mexico.
- Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052.
- Chambers, L. A., y Trudinger, P. A. (1979). Microbiological fractionation of stable sulfur isotopes: a review and critique. *Geomicrobiology Journal*, 1(3), 249-293.
- Coccioni, R., y Luciani, V. (2004). Planktonic foraminifera and environmental changes across the Bonarelli Event (OAE2, latest Cenomanian) in its type area: A high-resolution study from the Tethyan reference Bottaccione section (Gubbio, central Italy). *The Journal of Foraminiferal Research*, 34(2), 109-129.

- Coccioni, R., y Luciani, V. (2005). Planktonic foraminifers across the Bonarelli Event (OAE2, latest Cenomanian): the Italian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224(1-3), 167-185.
- Coffin, M. F., y Eldholm, O. (1994). Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32(1), 1-36.
- Coffin, M. F., y Eldholm, O. (2005). Large igneous provinces. *Encyclopedia of Geology*, 315-323.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., y Fan, J. X. (2013). The ICS international chronostratigraphic chart. *Episodes*, 36(3), 199-204.
- De Cserna, Z. (1956). Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México: entre Torreón y Monterrey. XX Congreso Geológico Internacional.
- De Cserna, Z. (1956). Tectonica de la Sierra Madre Oriental de Mexico, entre Torreon y Monterrey: XX. Congreso Geologico Internacional. Verlag nicht ermittelbar.
- Denne, R. A., Hinote, R. E., Breyer, J. A., Kosanke, T. H., Lees, J. A., Engelhardt-Moore, N., Spaw, J. M., y Tur, N. (2014). The Cenomanian–Turonian Eagle Ford Group of South Texas: Insights on timing and paleoceanographic conditions from geochemistry and micropaleontologic analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 413, 2-28.
- Derry, L. A. (2010). A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram–Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(1-2), 152-162.
- Desmares, D., Grosheny, D., Beaudoin, B., Gardin, S., y Gauthier-Lafaye, F. (2007). High resolution stratigraphic record constrained by volcanic ash beds at the Cenomanian–Turonian boundary in the Western Interior Basin, USA. *Cretaceous Research*, 28(4), 561-582.
- Dickinson, W. R., y Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142-1160.
- Doncel, R. (2003). La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 1-19.
- Duncan, R. A. (2002). A time frame for construction of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge. *Journal of Petrology*, 43(7), 1109-1119.
- Duggen, S., Olgun, N., Croot, P., Hoffmann, L. J., Dietze, H., Delmelle, P., y Teschner, C. (2010). The role of airborne volcanic ash for the surface ocean biogeochemical iron-cycle: a review. *Biogeosciences (BG)*, 7(3), 827-844.
- Dunne, J. P., Armstrong, R. A., Gnanadesikan, A., y Sarmiento, J. L. (2005). Empirical and mechanistic models for the particle export ratio. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4).

- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- Duque-Botero, F., y Maurrasse, J. MR, (2004). Cyanobacterial productivity, variations of the organic carbon and facies of the Indidura Formation (Cenomanian-Turonian), Northeastern Mexico: *Journal of Iberian Geology*, 31(1), 65-84.
- Duque-Botero, F., Maurrasse, F. J. R., Hickey-Vargas, R., Melinte, M. C., Jaffe, R., y López-Oliva, J. G. (2009). Microspheroid accumulations and geochemical characteristics of a Cenomanian–Turonian anoxic basin: the record of the Indidura Formation, NE México: *Geologic Problem Solving with Microfossils: A Volume in Honor of Garry D. Jones*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publications, 93, 171-186.
- Dürkefälden, A., Hoernle, K., Hauff, F., Wartho, J. A., van den Bogaard, P., y Werner, R. (2019). Age and geochemistry of the Beata Ridge: Primary formation during the main phase (~ 89 Ma) of the Caribbean Large Igneous Province. *Lithos*, 328, 69-87.
- Eguiluz De Antuñano, S., Aranda-García, M., y Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental. México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 1-26.
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., y Buitrón-Sánchez, B. E. (2014). Las formaciones Gran Tesoro y Nazas: evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 507-539.
- El Baz, S. M., y Khalil, M. M. (2019). Foraminiferal biostratigraphy and bioevents of the Cenomanian-Turonian succession in southern Sinai, Egypt and relationship to OAE2. *Journal of African Earth Sciences*, 150, 310-318.
- Eldrett, J. S., Minisini, D., y Bergman, S. C. (2014). Decoupling of the carbon cycle during Ocean Anoxic Event 2. *Geology*, 42(7), 567-570.
- Eldrett, J. S., Ma, C., Bergman, S. C., Lutz, B., Gregory, F. J., Dodsworth, P., Phipps, M., Hardas, P., Minisini, D., Ozkan, A., Ramezani, J., Bowring, S. A., Kamo, S. L., Ferguson, K., Macaulay, C., y Kelly, A. E. (2015). An astronomically calibrated stratigraphy of the Cenomanian, Turonian and earliest Coniacian from the Cretaceous Western Interior Seaway, USA: Implications for global chronostratigraphy. *Cretaceous Research*, 56, 316-344.
- Eldrett, J. S., Dodsworth, P., Bergman, S. C., Wright, M., y Minisini, D. (2017). Water-mass evolution in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America and equatorial Atlantic. *Climate of the Past*, 13(7).
- Ernst, R. E., y Buchan, K. L. (2002). Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces. *Journal of Geodynamics*, 34(2), 309-342.

- Elrick, M., Molina-Garza, R., Duncan, R., y Snow, L. (2009). C-isotope stratigraphy and paleoenvironmental changes across OAE2 (mid-Cretaceous) from shallow-water platform carbonates of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3-4), 295-306.
- Ellis, D. V., y Singer, J. M. (2007). *Well logging for earth scientists* (Vol. 692). Dordrecht: Springer.
- Erba, E. (2004). Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine micropaleontology*, 52(1-4), 85-106.
- Erba, E., Duncan, R. A., Bottini, C., Tiraboschi, D., Weissert, H., Jenkyns, H. C., y Malinverno, A. (2015). Environmental consequences of Ontong Java Plateau and Kerguelen Plateau volcanism. The origin, evolution, and environmental impact of oceanic large igneous provinces. *Geological Society of America Special Paper*, 511, 271-303.
- 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.
- Erbacher, J., Huber, B. T., Norris, R. D., y Markey, M. (2001). Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature*, 409(6818), 325-327.
- Erbacher, J., Friedrich, O., Wilson, P. A., Birch, H., y Mutterlose, J. (2005). Stable organic carbon isotope stratigraphy across Oceanic Anoxic Event 2 of Demerara Rise, western tropical Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(6).
- 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.
- Fitton, J. G., y Godard, M. (2004). Origin and evolution of magmas on the Ontong Java Plateau. *Geological Society, London, Special Publications*, 229(1), 151-178.
- 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.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., y Van Der Pluijm, B. (2014). Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold–Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults. *International Geology Review*, 56(6), 734-755.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., y Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Föllmi, K. B., Godet, A., Bodin, S., y Linder, P. (2006). Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. *Paleoceanography*, 21(4).

- Föllmi, K. B. (2012). Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35, 230-257.
- Flügel, E. (2013). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer Science y Business Media.
- Frey, F. A., Weis, D., Yang, H. J., Nicolaysen, K., Leyrit, H., y Giret, A. (2000). Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen plume. *Chemical Geology*, 164(1-2), 61-80.
- Friedrich, O., Schmiedl, G., y Erlenkeuser, H. (2006). Stable isotope composition of Late Cretaceous benthic foraminifera from the southern South Atlantic: Biological and environmental effects. *Marine Micropaleontology*, 58(2), 135-157.
- Gale, A. S., Jenkyns, H. C., Kennedy, W. J., y Corfield, R. M. (1993). Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian–Turonian boundary. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 29-32.
- Gale, A. S. (1996). Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. Geological Society, London, Special Publications, 103(1), 177-195.
- García Sandoval, Analí, (2016). Caracterización estática de los plays Agua Nueva y San Felipe en el área de Cacalilao en la cuenca Tampico-Misantla, tesis que, para obtener el grado de Ingeniero Geólogo, UNAM, Facultad de Ingeniería.
- Gebhardt, H., Friedrich, O., Schenk, B., Fox, L., Hart, M., y Wagreich, M. (2010). Paleooceanographic changes at the northern Tethyan margin during the Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE-2). *Marine Micropaleontology*, 77(1-2), 25-45.
- Gehrels, G. E., Valencia, V. A., y Ruiz, J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).
- Giesemann, A., Jäger, H. J., Norman, A. L., Krouse, H. R., y Brand, W. A. (1994). Online sulfur-isotope determination using an elemental analyzer coupled to a mass spectrometer. *Analytical Chemistry*, 66(18), 2816-2819.
- Goddard, E. N. (1963). Rock-color chart. Geological Society of America.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T. F., Molina Garza, R. S., Iriando, A., Weber, B., y López-Martínez, M. (2011). Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico. *Geosphere*, 7(1), 121-144.
- Goldhaber, M. B., y Kaplan, I. R. (1974). The sulfur cycle. In 'The sea'. Vol. 5. (Ed. ED Goldberg) pp. 569–655.

- Goldhammer, R.K., (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. In: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, pp. 1–58.
- Gomes, M. L., Hurtgen, M. T., y Sageman, B. B. (2016). Biogeochemical sulfur cycling during Cretaceous oceanic anoxic events: A comparison of OAE1a and OAE2. *Paleoceanography*, 31(2), 233-251.
- Gupta, B. K. S., y Machain-Castillo, M. L. (1993). Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, 20(3-4), 183-201.
- Groshény, D., y Malartre, F. (1997). Stratégies adaptatives des foraminifères benthiques et planctoniques à la limite Cénomanién-Turonien dans le bassin du sud-est de la France: essai de compréhension globale. *Geobios*, 30, 181-193.
- Habicht, K. S., y Canfield, D. E. (1997). Sulfur isotope fractionation during bacterial sulfate reduction in organic-rich sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(24), 5351-5361.
- Han, Z., Hu, X., Li, J., y Garzanti, E. (2016). Jurassic carbonate microfacies and relative sea-level changes in the Tethys Himalaya (southern Tibet). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 456, 1-20.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N., y Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.
- Haq, B. U. (2014). Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113, 44-58.
- Hardisty, D. S., Lyons, T. W., Riedinger, N., Isson, T. T., Owens, J. D., Aller, R. C., Rye, D. M., Planavsky, N., Reinhard C., Gill, B. C., Masterson, A. L., Asael, D., y Jhonston D. (2018). An evaluation of sedimentary molybdenum and iron as proxies for pore fluid paleoredox conditions. *American Journal of Science*, 318(5), 527-556.
- Harrison, A. G., y Thode, H. G. (1957). The kinetic isotope effect in the chemical reduction of sulphate. *Transactions of the Faraday Society*, 53, 1648-1651.
- Hart, B. S., y Steen, A. S. (2015). Programmed pyrolysis (Rock-Eval) data and shale paleoenvironmental analyses: A review. *Interpretation*, 3(1), SH41-SH58.
- Hay, W. W. (2008). Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research*, 29(5-6), 725-753.
- Hay, W. W. (2009). Cretaceous oceans and ocean modeling. *SEPM Special Publication*, 91, 243-271.
- Hay, W. W., y Floegel, S. (2012). New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth-Science Reviews*, 115(4), 262-272.
- Haynes, J. R. (1981). *Foraminifera*. Springer.

- Hilbrecht, H., Frieg, C., Tröger, K. A., Voigt, S., y Voigt, T. (1996). Shallow water facies during the Cenomanian-Turonian anoxic event: bio-events, isotopes, and sea level in southern Germany. *Cretaceous Research*, 17(2), 229-253.
- Heldt, M., Bachmann, M., y Lehmann, J. (2008). Microfacies, biostratigraphy, and geochemistry of the hemipelagic Barremian–Aptian in north-central Tunisia: Influence of the OAE 1a on the southern Tethys margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261(3-4), 246-260.
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., y Barcelo-Duarte, J. (1997). Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian–Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. *Cretaceous Research*, 18(5), 661-686.
- Hernandez, Y. S. (2014). Paleoenvironments and Geochemical Signals from the Late Barremian to the Middle Aptian in a Tethyan Marginal Basin, Northeast Spain: Implications for Carbon Sequestration in Restricted Basins.
- Hetzel, A., Böttcher, M. E., Wortmann, U. G., y Brumsack, H. J. (2009). Paleo-redox conditions during OAE 2 reflected in Demerara Rise sediment geochemistry (ODP Leg 207). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273(3-4), 302-328.
- Hoefs, J., y Hoefs, J. (2009). *Stable isotope geochemistry* (Vol. 285). Berlin: Springer.
- Holbourn, A., Kuhnt, W., El Albani, A., Pletsch, T., Luderer, F., y Wagner, T. (1999). Upper Cretaceous palaeoenvironments and benthonic foraminiferal assemblages of potential source rocks from the western African margin, Central Atlantic. Geological Society, London, *Special Publications*, 153(1), 195-222.
- Hudec, M. R., Norton, I. O., Jackson, M. P., y Peel, F. J. (2013). Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin. *Gulf of Mexico Jurassic Evolution*. AAPG bulletin, 97(10), 1683-1710.
- Hudson, W. (2007). The evolution and palaeobiogeography of mesozoic planktonic foraminifera.
- Hu, X., Wagnreich, M., y Yilmaz, I. O. (2012). Marine rapid environmental/climatic change in the Cretaceous greenhouse world. *Cretaceous Research*, 38, 1-6.
- Ice, R. G., y Charles, L. M. (1980). Foraminifers and Calcispheres from Cuesta del Cura and Lower Agua Nueva (?) Formations (Cretaceous), East-Central Mexico. *AAPG Bulletin*, 64(9), 1560-1560.
- Ifrim, C. (2006). The fossil Lagerstätte at Vallecillo, north-eastern Mexico: pelagic plattenkalks related to Cenomanian-Turonian boundary anoxia (Doctoral dissertation, Verlag nicht ermittelbar).
- Ifrim, C. (2013). Paleobiology and paleoecology of the early Turonian (Late Cretaceous) ammonite *Pseudaspidoceras flexuosum*. *Palaios*, 28(1), 9-22.

- Ifrim, C. (2015). Fluctuations of the oxygen minimum zone at the end of Oceanic Anoxic Event 2 in the Gulf of Mexico and the response of ammonites. *Swiss Journal of Palaeontology*, 134(2), 217-225.
- Ifrim, C., y Stinnesbeck, W. (2007). Early Turonian ammonites from Vallecillo, north-eastern Mexico: taxonomy, biostratigraphy and palaeobiogeographical significance. *Cretaceous Research*, 28(4), 642-664.
- Ifrim, C., Götz, S., y Stinnesbeck, W. (2011). Fluctuations of the oxygen minimum zone at the end of Oceanic Anoxic Event 2 reflected by benthic and planktic fossils. *Geology*, 39(11), 1043-1046.
- Ifrim, C., y Stinnesbeck, W. (2008). Cenomanian-Turonian high-resolution biostratigraphy of north-eastern Mexico and its correlation with the GSSP and Europe. *Cretaceous Research*, 29(5-6), 943-956.
- Ifrim, C., Frey, E., Stinnesbeck, W., Buchy, M. C., González, A. H., López Oliva, J. G., y Antiquo, P. (2005). Fish assemblage in lower Turonian carbonates at Vallecillo, NL, Mexico. *Paleos Antiquo*, 1, 43-51.
- Ifrim, C., Stinnesbeck, W., y Frey, E. (2007). Upper Cretaceous (Cenomanian-Turonian and Turonian-Coniacian) open marine plattenkalk deposits in NE Mexico. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 245(1), 71-81.
- Ifrim, C., Buchy, M. C., Smith, K. T., Giersch, S., y Everhart, M. J. (2008). Paleoenvironment and preliminary description of early Turonian (Late Cretaceous) aquatic squamates from Vallecillo, North-eastern Mexico. In *Proceedings of the Second Mosasaur Meeting* (pp. x1-x16).
- Jacobi, D. J., Gladkikh, M., LeCompte, B., Hursan, G., Mendez, F., Longo, J., Ong, S., Bratovich, M., Patton, L. G., y Shoemaker, P. (2008). Integrated petrophysical evaluation of shale gas reservoirs. In *CIPC/SPE Gas Technology Symposium 2008 Joint Conference*. Society of Petroleum Engineers.
- Jarvis, I., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Leary, P. N., Tocher, B. A., Horne, D., y Rosenfeld, A. (1988). Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research*, 9(1), 3-103.
- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R. T., y de Cabrera, S. (2002). Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188(3-4), 215-248.
- Jarvis, I. A. N., Gale, A. S., Jenkyns, H. C., y Pearce, M. A. (2006). Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new  $\delta^{13}\text{C}$  carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geological Magazine*, 143(5), 561-608.

- Jarvis, I., Lignum, J. S., Gröcke, D. R., Jenkyns, H. C., y Pearce, M. A. (2011). Black shale deposition, atmospheric CO<sub>2</sub> drawdown, and cooling during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event. *Paleoceanography*, 26(3).
- Jarvis, I., Trabucho-Alexandre, J., Gröcke, D. R., Uličný, D., y Laurin, J. (2015). Intercontinental correlation of organic carbon and carbonate stable isotope records: evidence of climate and sea-level change during the Turonian (Cretaceous). *The Depositional Record*, 1(2), 53-90.
- Jenkyns, H. C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, 137(2), 171-188.
- Jenkyns, H. C., Gale, A. S., y Corfield, R. M. (1994). Carbon-and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131(1), 1-34.
- Jenkyns, H. C. (2003). Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 361(1810), 1885-1916.
- Jenkyns, H. C. (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).
- Jeschke, J. M., y Kokko, H. (2009). The roles of body size and phylogeny in fast and slow life histories. *Evolutionary Ecology*, 23(6), 867-878.
- Joachimski, M. M., Ostertag-Henning, C., Pancost, R. D., Strauss, H., Freeman, K. H., Littke, R., Sinninghe Damsté, J. S., y Racki, G. (2001). Water column anoxia, enhanced productivity and concomitant changes in  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  across the Frasnian–Famennian boundary (Kowala—Holy Cross Mountains/Poland). *Chemical Geology*, 175(1-2), 109-131.
- Joo, Y. J., y Sageman, B. B. (2014). Cenomanian to Campanian carbon isotope chemostratigraphy from the Western Interior Basin, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 84(7), 529-542.
- Jones, B., y Manning, D. A. (1994). Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical geology*, 111(1-4), 111-129.
- Jones, C. E., y Jenkyns, H. C. (2001). Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301(2), 112-149.
- Jones, M. M., Sageman, B. B., y Meyers, S. R. (2018). Turonian sea level and paleoclimatic events in astronomically tuned records from the Tropical North Atlantic and Western Interior Seaway. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33(5), 470-492.

- Kędzierski, M., Machaniec, E., Rodríguez-Tovar, F. J., y Uchman, A. (2012). Bio-events, foraminiferal and nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval in the Subsilesian Nappe, Rybie section, Polish Carpathians. *Cretaceous Research*, 35, 181-198.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Luciani, V., Karoui-Yaakoub, N., y Zaghib-Turki, D. (2002). Paleoeology of the Cretaceous–Tertiary mass extinction in planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178(3-4), 257-297.
- Keller, G., Han, Q., Adatte, T., y Burns, S. J. (2001). Palaeoenvironment of the Cenomanian–Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, 22(4), 391-422.
- Keller, G., y Pardo, A. (2004). Age and paleoenvironment of the Cenomanian–Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. *Marine Micropaleontology*, 51(1-2), 95-128.
- Koho, K. A., y Piña-Ochoa, E. (2012). Benthic foraminifera: inhabitants of low-oxygen environments. In *Anoxia* (pp. 249-285). Springer, Dordrecht.
- Kuhnt, W., Luderer, F., Nederbragt, S., Thurow, J., y Wagner, T. (2005). Orbital-scale record of the late Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event (OAE-2) in the Tarfaya Basin (Morocco). *International Journal of Earth Sciences*, 94(1), 147-159.
- Kuypers, M. M., Pancost, R. D., Nijenhuis, I. A., y Sinninghe Damsté, J. S. (2002). Enhanced productivity led to increased organic carbon burial in the euxinic North Atlantic basin during the late Cenomanian oceanic anoxic event. *Paleoceanography*, 17(4), 3-1.
- Kuypers, M. M., Lourens, L. J., Rijpstra, W. I. C., Pancost, R. D., Nijenhuis, I. A., y Damsté, J. S. S. (2004). Orbital forcing of organic carbon burial in the proto-North Atlantic during oceanic anoxic event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3-4), 465-482.
- Lachance, G. R., y Claisse, F. (1995). *Quantitative X-ray fluorescence analysis. Theory and application*, New York, John Wiley and sons, 7.
- Langmann, B., Zaksek, K., Hort, M., y Duggen, S. (2010). Volcanic ash as fertiliser for the surface ocean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(8), 3891-3899.
- Langmuir, D., y Herman, J. S. (1980). The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(11), 1753-1766.
- Lafargue, E., Marquis, F., y 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.
- Lambert, I. B., y Heier, K. S. (1967). The vertical distribution of uranium, thorium, and potassium in the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(3), 377-390.

- Larson, R. L., y Erba, E. (1999). Onset of the Mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14(6), 663-678.
- Leckie, R. M., Bralower, T. J., y Cashman, R. (2002). Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17(3), 13-1.
- Lewan, M. D., y Maynard, J. B. (1982). Factors controlling enrichment of vanadium and nickel in the bitumen of organic sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(12), 2547-2560.
- Li, Y. X., Bralower, T. J., Montañez, I. P., Osleger, D. A., Arthur, M. A., Bice, D. M., Herbert, T. D., Erba, E., y Silva, I. P. (2008). Toward an orbital chronology for the early Aptian oceanic anoxic event (OAE1a, ~ 120 Ma). *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 88-100.
- Longoria, J. F., y Gamper, M. A. (1975). The classification and evolution of Cretaceous planktonic foraminifera. Part, 1, 61-96.
- López-Palomino, R. I., Villaseñor-Martínez, A. B., y Olóriz-Sáez, 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.
- Luciani, V., y Cobianchi, M. (1999). The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian-Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data. *Cretaceous Research*, 20(2), 135-167.
- Ludwig, K. A. (2008). User's manual for Isoplot 3.6: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 77 p. 6: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, 77.
- Mahoney, J. J., Storey, M., Duncan, R. A., Spencer, K. J., y Pringle, M. (1993). Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau. In *The mesozoic Pacific: Geology, tectonics, and volcanism* (Vol. 77, pp. 233-261). Washington, DC: AGU.
- Marchal, R., Chaussepied, B., y Warzywoda, M. (2001). Effect of ferrous ion availability on growth of a corroding sulfate-reducing bacterium. *International biodeterioration y biodegradation*, 47(3), 125-131.
- 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.
- 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.

- Marton, G., y Buffler, R. T. (1994). Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Review*, 36(6), 545-586.
- Mendoza-Rosales, C. C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madriral, 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.
- Meyers, S. R., Sageman, B. B., y Arthur, M. A. (2012). Obliquity forcing of organic matter accumulation during Oceanic Anoxic Event 2. *Paleoceanography*, 27(3).
- Monier-Castilloa, A., López-Palominob, I., Romo-Ramírezc, J. R., Palma-Ramírezb, A., y Contreras-Cruzd, D. (2018). Micropaleontological study of Lower Cretaceous rocks (Barremian-Albian) near La Soledad, Nuevo León, northeastern Mexico. *Paleontología Mexicana*, 7(1), 57-72.
- Mort, H. P., Adatte, T., Föllmi, K. B., Keller, G., Steinmann, P., Matera, V., Berner, Z., y Stüben, D. (2007). Phosphorus and the roles of productivity and nutrient recycling during oceanic anoxic event 2. *Geology*, 35(6), 483-486.
- Mort, H. P., Adatte, T., Keller, G., Bartels, D., Föllmi, K. B., Steinmann, P., Berner, Z., y Chellai, E. H. (2008). Organic carbon deposition and phosphorus accumulation during Oceanic Anoxic Event 2 in Tarfaya, Morocco. *Cretaceous Research*, 29(5-6), 1008-1023.
- Musavu-Moussavou, B., Danelian, T., Baudin, F., Coccioni, R., y Fröhlich, F. (2007). The Radiolarian biotic response during OAE2. A high-resolution study across the Bonarelli level at Bottaccione (Gubbio, Italy). *Revue de micropaléontologie*, 50(3), 253-287.
- 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.
- Negra, M. H., Zagrarni, M. F., Hanini, A., y Strasser, A. (2011). The filament event near the Cenomanian-Turonian boundary in Tunisia: filament origin and environmental signification. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(6), 507-519.
- 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).
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., y Canet, C. (2015). Geochemical and paleoenvironmental record of the early to early late Aptian major episodes of accelerated change: Evidence from Sierra del Rosario, Northeast Mexico. *Sedimentary geology*, 324, 47-66.

- 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.
- Núñez Useche Fernando (2016b). Registro y condiciones paleoambientales de eventos anóxicos oceánicos del cretácico en el margen Occidental del proto-atlántico Norte: Norte y Centro de México. México DF, México, Universidad Nacional Autónoma de México, doctoral tesis, 132.
- Ochoa-Camarillo, H., Buitrón-Sánchez, B. E., y Silva-Pineda, A. (1999). Red beds of the Huayacocotla Anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 59-68.
- Ohmoto, H., Kaiser, C. J., y Geer, K. A. (1990). Systematics of sulphur isotopes in recent marine sediments and ancient sediment-hosted basemetal deposits.
- Omaña, L. (2012). Bioestratigrafía, Paleoecología y paleogeografía del Cretácico Superior con base en Foraminíferos de la parte occidental de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí, México: México DF, México, Universidad Nacional Autónoma de México. México, doctoral tesis, 198.
- Omaña, L., Doncel, R. L., Torres, J. R., y Alencaster, G. (2013). Biostratigraphy and paleoenvironment of the Cenomanian/Turonian boundary interval based on foraminifera from W Valles-San Luis Potosí Platform, Mexico. *micropaleontology*, 457-485.
- Ortega-Flores, B. (2011). Deformación por acortamiento en la plataforma Valles-San Luis Potosí y en la cuenca Tampico-Misantla; porción externa del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Owens, J. D., Lyons, T. W., Li, X., Macleod, K. G., Gordon, G., Kuypers, M. M., Anbar, A., Kuhnt, W., y Severmann, S. (2012). Iron isotope and trace metal records of iron cycling in the proto-North Atlantic during the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event (OAE-2). *Paleoceanography*, 27(3).
- 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.
- Paryab, M., y Ghadami, N. (2013). TOC Determination in Source Rocks Using GR Spectrometry and Neuro-Fuzzy Techniques in a Zagros Basin Oilfield. *Petroleum science and technology*, 31(12), 1268-1274.
- Passerini, M. M., Bettini, P., Dainelli, J., y Sirugo, A. (1991). The “Bonarelli Horizon” in the central Apennines (Italy): radiolarian biostratigraphy. *Cretaceous Research*, 12(3), 321-331.

- Passier, H. F., Middelburg, J. J., de Lange, G. J., y Böttcher, M. E. (1997). Pyrite contents, microtextures, and sulfur isotopes in relation to formation of the youngest eastern Mediterranean sapropel. *Geology*, 25(6), 519-522.
- Paul, C. R. C., Lamolda, M. A., Mitchell, S. F., Vaziri, M. R., Gorostidi, A., y Marshall, J. D. (1999). The Cenomanian–Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150(1-2), 83-121.
- Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D., y Thiemens, M. H. (2004). Seawater sulfur isotope fluctuations in the Cretaceous. *Science*, 304(5677), 1663-1665.
- Paytan, A., y McLaughlin, K. (2007). The oceanic phosphorus cycle. *Chemical reviews*, 107(2), 563-576.
- Phleger, F. B., y Soutar, A. (1973). Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima. *Micropaleontology*, 110-115.
- 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. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. *Caribbean geology: an introduction*, 13-39.
- 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. (2007). Rift models and the salt-cored marginal wedge in the northern Gulf of Mexico: Implications for deep-water Paleogene Wilcox deposition and basinwide.
- 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.
- Portnov, A. M. (1987). Specialization of rocks toward potassium and thorium in relation to mineralization. *International Geology Review*, 29(3), 326-344.
- Poulton, S. W., Henkel, S., März, C., Urquhart, H., Flögel, S., Kasten, S., Sinninghe Damsté, J. S., y Wagner, T. (2015). A continental-weathering control on orbitally driven redox-nutrient cycling during Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Geology*, 43(11), 963-966.
- Premoli-Silva, I., y Slitter, W. V. (2002). *Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera* (Premoli-Silva, I. y Rettori, R., eds.). University of Perugia, Italy.

- Quiroz Jiménez, J. D., y Roy, P. D. (2017). Evaluation of geochemical data by two different XRF spectrometers in sediments from the Santiaguillo Basin (state of Durango, Mexico). *Geofísica internacional*, 56(3), 305-315.
- Ramírez Fernández, J. A., y Jenchen, U. (2016). Cinturones orogénicos sepultados bajo la Sierra Madre Oriental: basamento precámbrico y paleozoico. *Ciencia UANL*, 19(80), 47-53.
- Raven, M. R., Fike, D. A., Bradley, A. S., Gomes, M. L., Owens, J. D., y Webb, S. A. (2019). Paired organic matter and pyrite  $\delta^{34}\text{S}$  records reveal mechanisms of carbon, sulfur, and iron cycle disruption during Ocean Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 27-38.
- Révész, K. M., y Landwehr, J. M. (2002).  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic composition of  $\text{CaCO}_3$  measured by continuous flow isotope ratio mass spectrometry: statistical evaluation and verification by application to Devils Hole core DH-11 calcite. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 16(22), 2102-2114.
- Reynolds, J. D. (2003). Life histories and extinction risk. *Macroecology*. Blackwell Publishing, Oxford, UK, 195-217.
- Rimmer, S. M., Thompson, J. A., Goodnight, S. A., y Robl, T. L. (2004). Multiple controls on the preservation of organic matter in Devonian–Mississippian marine black shales: geochemical and petrographic evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215(1-2), 125-154.
- Robaszynski, F., Zagrarni, M. F., Caron, M., y Amédéo, F. (2010). The global bio-events at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (central Tunisia). *Cretaceous Research*, 31(1), 1-15.
- Rosman, K. J. R., y Taylor, P. D. P. (1998). Isotopic compositions of the elements 1997 (Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 70(1), 217-235.
- Roychoudhury, A. N., Kostka, J. E., y Van Cappellen, P. (2003). Pyritization: a palaeoenvironmental and redox proxy reevaluated. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57(5-6), 1183-1193.
- Rubin, K. (1997). Degassing of metals and metalloids from erupting seamount and mid-ocean ridge volcanoes: Observations and predictions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(17), 3525-3542.
- Rubio-Cisneros, I. I., y Lawton, T. F. (2011). Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension. *Geosphere*, 7(1), 159-170.

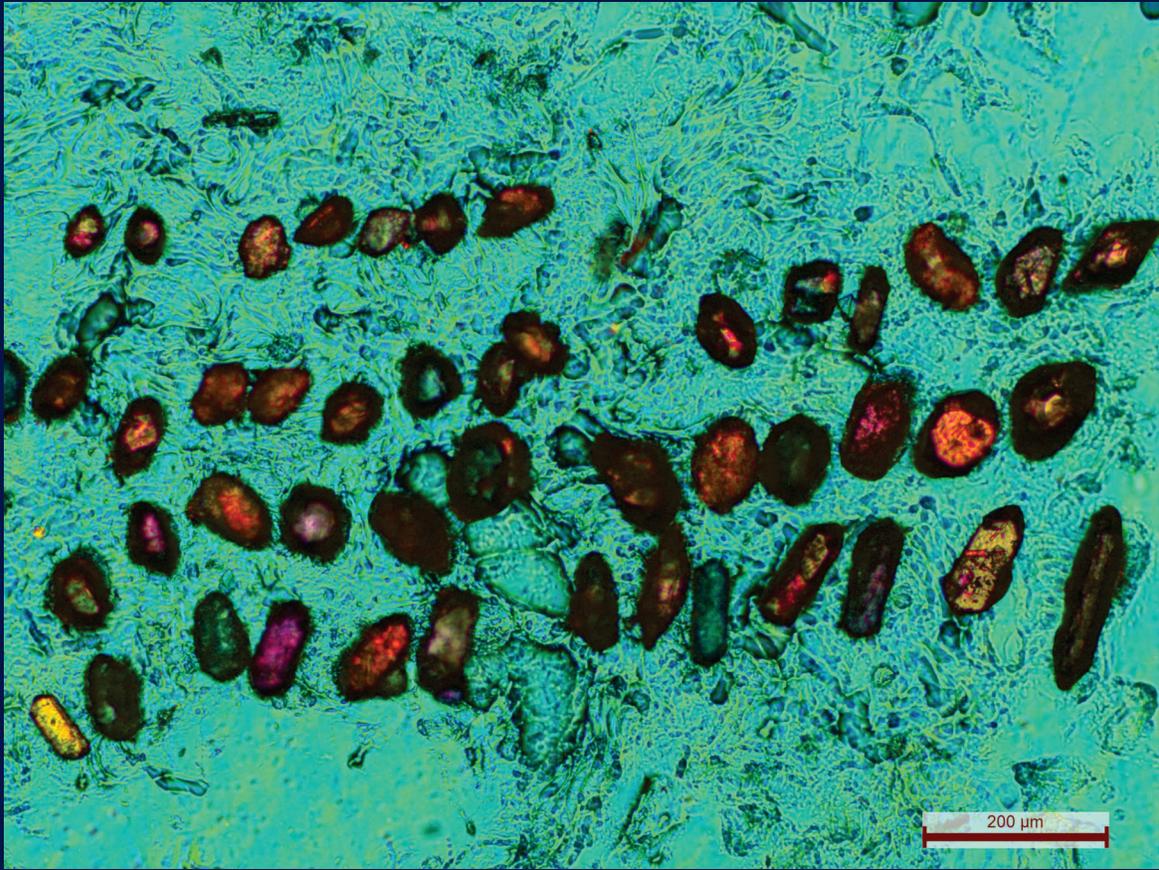
- Rueda-Gaxiola, J., Dueñas, M. A., Rodríguez, J. L., Minero, M., y Uribe, G. (1993). Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla; dos partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar. *El Alogrupo Los San Pedros: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 43(1), 1-33.
- Ruffell, A., y Worden, R. (2000). Palaeoclimate analysis using spectral gamma-ray data from the Aptian (Cretaceous) of southern England and southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155(3-4), 265-283.
- Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *AAPG Bulletin*, 71(4), 419-451.
- Salvador, A. (1991). *The Gulf of Mexico Basin* (Vol. 10). Geological Society of Amer.
- Sansores, E. y Girard, R., (1969), *Bosquejo Geológico de la Zona Norte*, Seminario de Exploración Petrolera, Mesa Redonda No. 2. Problemas de Exploración Petrolera en la Zona Norte p 1-36, I.M. P, México, D.F.
- Santschi, P. H., Li, Y. H., Adler, D. M., Amdurer, M., Bell, J., y Nyffeler, U. P. (1983). The relative mobility of natural (Th, Pb and Po) and fallout (Pu, Am, Cs) radionuclides in the coastal marine environment: results from model ecosystems (MERL) and Narragansett Bay. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(2), 201-210.
- Savrda, C. E. (2007). Trace fossils and marine benthic oxygenation. In *Trace Fossils* (pp. 149-158). Elsevier.
- Schoene, B. (2014). U-Th-Pb Geochronology. En K. K. Turekian y H. D. Holland (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Vol. 4. Oxford: Elsevier.
- Schoepfer, S. D., Shen, J., Wei, H., Tyson, R. V., Ingall, E., y Algeo, T. J. (2015). Total organic carbon, organic phosphorus, and biogenic barium fluxes as proxies for paleomarine productivity. *Earth-Science Reviews*, 149, 23-52.
- Schlanger, S. O., y Jenkyns, H. C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en mijnbouw*, 55(3-4).
- Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., y Scholle, P. A. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine  $\delta^{13}\text{C}$  excursion. *Geological Society, London, Special Publications*, 26(1), 371-399.
- Scholle, P. A., y Arthur, M. A. (1980). Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, 64(1), 67-87.
- Schönfeld, J., Kuhnt, W., Erdem, Z., Flögel, S., Glock, N., Aquit, M. Frank, M., y Holbourn, A. (2015). Records of past mid-depth ventilation: Cretaceous ocean anoxic event 2 vs. Recent oxygen minimum zones. *Biogeosciences*, 12(4), 1169-1189.

- Seal, R. R. (2006). Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 61(1), 633-677.
- Seewald, J. S. (2003). Organic–inorganic interactions in petroleum-producing sedimentary basins. *Nature*, 426(6964), 327-333.
- Sharp, Z. (2017). *Principles of stable isotope geochemistry*.
- Shen, Y., Buick, R., y Canfield, D. E. (2001). Isotopic evidence for microbial sulphate reduction in the early Archaean era. *Nature*, 410(6824), 77.
- Stein, M., Westermann, S., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., Spangenberg, J. E., y Föllmi, K. B. (2012). Late Barremian–Early Aptian palaeoenvironmental change: The Cassis-La Bédoule section, southeast France. *Cretaceous Research*, 37, 209-222.
- Sigal, J. (1955). Notes micropaleontologiques nord-africaines. 1 Du Cenomanien au Santonien: zones et limites en facies pelagiques. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, 8, 157-160.
- Skelton, P. W., Spicer, R. A., Kelley, S. P., y Gilmour, I. (2003). The cretaceous world (p. 360).
- Sinton, C. W., Duncan, R. A., Storey, M., Lewis, J., y Estrada, J. J. (1998). An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155(3-4), 221-235.
- Sim, M. S., Bosak, T., y Ono, S. (2011). Large sulfur isotope fractionation does not require disproportionation. *Science*, 333(6038), 74-77.
- Sliter, W. V., Arthur, M. A., Leckie, R. M., Allard, D., y Schlanger, S. O. (1993). Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism: Washington, DC, American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 77, 5-37.
- Snow, L. J. (2003). Hydrothermal links between ocean plateau formation and global anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary.
- Snow, L. J., Duncan, R. A., y Bralower, T. J. (2005). Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oxygen anoxic event 2. *Paleoceanography*, 20(3).
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., y Tanner, M. (2010). U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18.
- Sosa-Patrón, A. A., y Clara-Valdés, L. (2001). Subsistemas generadores del Sureste de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 49, 85-citation\_lastpage

- Stern, R. J., y Dickinson, W. R. (2010). The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin. *Geosphere*, 6(6), 739-754.
- Stoll, H. M., y Schrag, D. P. (2000). High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? *Geological Society of America Bulletin*, 112(2), 308-319.
- Sun, X., Higgins, J., y Turchyn, A. V. (2016). Diffusive cation fluxes in deep-sea sediments and insight into the global geochemical cycles of calcium, magnesium, sodium and potassium. *Marine Geology*, 373, 64-77.
- Suter, M. (1984). Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles–San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 95(12), 1387-1397.
- Suter, M. (1990). Hoja Tamazunchale 14Q-e (5): con geología de la Hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. UNAM, Instituto de Geología.
- 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.
- Takashima, R., Nishi, H., Huber, B. T., y Leckie, R. M. (2006). Greenhouse world and the Mesozoic ocean. *Oceanography*.
- Takashima, R., Nishi, H., Yamanaka, T., Hayashi, K., Waseda, A., Obuse, A., Tomosugi, T., Deguchi, N., y Mochizuki, S. (2010). High-resolution terrestrial carbon isotope and planktic foraminiferal records of the Upper Cenomanian to the Lower Campanian in the Northwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(3-4), 570-582.
- Tarduno, J. A., Mayer, L. A., y Musgrave, R. (1991). High-resolution, whole-core magnetic susceptibility data from Leg 130, Ontong Java Plateau.
- Tera, F., y Wasserburg, G. J. (1972). U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(3), 281-304.
- Tsikos, H., Jenkyns, H. C., Walsworth-Bell, B., Petrizzo, M. R., Forster, A., Kolonic, S., Erba, E., Premoli Silva, I., Baas, M., Wagner, T., y Damsté, J. S. (2004). Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society*, 161(4), 711-719.
- Tribouillard, N., Riboulleau, A., Lyons, T., y Baudin, F. (2004). Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized marine organic matter of marine origin in Mesozoic limestones and shales. *Chemical Geology*, 213(4), 385-401.
- Tribouillard, N., Ramdani, A., y Trentesaux, A. (2005). Controls on organic accumulation in Upper Jurassic shales of northwestern Europe as inferred from trace-metal geochemistry.

- 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.
- Taylor, A. M., y Goldring, R. (1993). Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 141-148.
- Turgeon, S., y Brumsack, H. J. (2006). Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche Basin of central Italy. *Chemical Geology*, 234(3-4), 321-339.
- Uličný, D., Jarvis, I., Gröcke, D. R., Čech, S., Laurin, J., Olde, K., Trabucho-Alexandre, J., Švábenická, L., y Pedentchouk, N. (2014). A high-resolution carbon-isotope record of the Turonian stage correlated to a siliciclastic basin fill: Implications for mid-Cretaceous sea-level change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 405, 42-58.
- Valencia-Islas, J. J. (1996). Implicaciones de la historia térmica de la plataforma Valles-San Luis Potosí en la distribución de los hidrocarburos y yacimientos minerales. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 45, 1-19.
- van Bentum, E. C., Hetzel, A., Brumsack, H. J., Forster, A., Reichart, G. J., y Damste, J. S. S. (2009). Reconstruction of water column anoxia in the equatorial Atlantic during the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event using biomarker and trace metal proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280(3-4), 489-498.
- Velasco-Tapia, F., Martínez-Paco, M., Iriondo, A., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Cruz-Gámez, E. M., Ramos-Ledezma, A., Andaverde, J. A., Ostrooumov, M., y Masuch, D. (2016). Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): UPb geochronology, provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 18-35.
- Voigt, S., y Hilbrecht, H. (1997). Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: correlation and relations with sea level and sediment stability. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134(1-4), 39-59.
- Wang, Y., Huang, C., Sun, B., Quan, C., Wu, J., y Lin, Z. (2014). Paleo-CO<sub>2</sub> variation trends and the Cretaceous greenhouse climate. *Earth-Science Reviews*, 129, 136-147.
- Weissert, H., y Erba, E. (2004). Volcanism, CO<sub>2</sub> and palaeoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society*, 161(4), 695-702.
- Weissert, H. (2018). Jurassic-Cretaceous Carbon Isotope Geochemistry–Proxy for Paleoceanography and Tool for Stratigraphy. *Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries*, 211-221.
- Werne, J. P., Sageman, B. B., Lyons, T. W., y Hollander, D. J. (2002). An integrated assessment of a “type euxinic” deposit: evidence for multiple controls on black shale

- deposition in the Middle Devonian Oatka Creek Formation. *American Journal of Science*, 302(2), 110-143.
- Westermann, S., Caron, M., Fiet, N., Fleitmann, D., Matera, V., Adatte, T., y Föllmi, K. B. (2010). Evidence for oxic conditions during oceanic anoxic event 2 in the northern Tethyan pelagic realm. *Cretaceous Research*, 31(5), 500-514.
  - Wiese, F., Čech, S., Ekrt, B., Košťák, M., Mazuch, M., y Voigt, S. (2004). The Upper Turonian of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) exemplified by the Úpohlavý working quarry: integrated stratigraphy and palaeoceanography of a gateway to the Tethys. *Cretaceous Research*, 25(3), 329-352.
  - Wignall, P. B., y Myers, K. J. (1988). Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. *Geology*, 16(5), 452-455.
  - Wignall, P. B. (1994). *Black shales* (No. 30). Oxford University Press, USA.
  - Wignall, P.B., Newton, R., and Brookfield, M.E., (2005). Pyrite framboid evidence for oxygen-poor deposition during the Permian-Triassic crisis in Kashmir: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 216, 183–188.
  - Wilkin, R.T., y Barnes, H.L., (1997). Formation processes of framboidal pyrite: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 323-339.
  - Wilkin, R.T., Barnes, H.L., y Brantley, S.L., (1996). The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 3897-3912.
  - Wignall, P. (2005). The link between large igneous province eruptions and mass extinctions. *Elements*, 1(5), 293-297.
  - Yang, Q., y Pessagno, E. A. (1989). Upper Tithonian Vallupinae (Radiolaria) from the Taman Formation, east-central Mexico. *Micropaleontology*, 35(2), 114-134.
  - Zonneveld, K. A. F., Versteegh, G. J. M., Kasten, S., Eglinton, T. I., Emeis, K. C., Huguet, C., Koch, B. P., de Lange, G. J., de Leeuw, J. W., Middelburg, J. J., Mollenhauer, G., Prahl, F. G., Rethemeyer, J., y Wakeham, S. G. (2010). Selective preservation of organic matter in marine environments; processes and impact on the sedimentary record. *Biogeosciences*, 7(2), 483-511.
  - CNH (Comisión Nacional de Hidrocarburos), <https://www.gob.mx/cnh>.
  - EIA, U. (2017). *Annual energy outlook 2015: with projections to 2040*.
  - SGM, (2005). *Cbarta geológica minera, Calnali Hidalgo-Veracruz, F14-D52, 1:50000*,
  - <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/>



# APÉNDICE A

Azucena Colín Rodríguez  
Tesis de Maestría

	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U
Zircon-01_TLA-B1	289	264	0.91
Zircon-02	297.4	271	0.91
Zircon-03	476	237.6	0.50
Zircon-05	112	69.1	0.62
Zircon-06	209.7	164	0.78
Zircon-07	174	129	0.74
Zircon-08	217.6	320	1.47
Zircon-09	419.2	296	0.71
Zircon-10	440	578	1.31
Zircon-11	285.5	316	1.11
Zircon-12	355.9	220.6	0.62
Zircon-13	300	217.6	0.73
Zircon-14	329.7	280.8	0.85
Zircon-15	383.8	500	1.30
Zircon-16	126.8	433	3.41
Zircon-17	336.8	282	0.84
Zircon-18	627	546	0.87
Zircon-20	836	761	0.91
Zircon-21	244.6	326	1.33
Zircon-22	226	175	0.77
Zircon-23	604	430	0.71
Zircon-24	214.6	130	0.61
Zircon-25	564	796	1.41
Zircon-26	228.8	110.3	0.48
Zircon-27	188.9	140.7	0.74
Zircon-28	276	285.1	1.03
Zircon-29	374	371	0.99
Zircon-30	169.9	307	1.81
Zircon-31	321	272	0.85
Zircon-32	245	317.9	1.30
Zircon-33	113	120	1.06
Zircon-34	211.6	141.7	0.67
Zircon-35_TLA-B1	531	857	1.61

	CORRECTED RATIOS2								Rho
	207Pb/206Pb	±2s abs	207Pb/235U	±2s abs	206Pb/238U	±2s abs	208Pb/232Th	±2s abs	
Zircon-01_TLA-B1	0.0505	0.0055	0.095	0.0099	0.01392	0.00056	0.00456	0.0004	0.16
Zircon-02	0.0611	0.0045	0.1118	0.0078	0.01396	0.00058	0.00484	0.00036	-0.02
Zircon-03	0.0494	0.0039	0.0945	0.0064	0.01415	0.0005	0.0047	0.00033	0.02
Zircon-05	0.129	0.016	0.279	0.033	0.01639	0.0008	0.00973	0.00093	0.07
Zircon-06	0.069	0.0077	0.143	0.015	0.01468	0.00063	0.00545	0.00044	-0.09
Zircon-07	0.062	0.0085	0.123	0.013	0.01477	0.00066	0.00574	0.00045	-0.35
Zircon-08	0.124	0.014	0.222	0.023	0.01329	0.0006	0.00428	0.00033	0.34
Zircon-09	0.0504	0.0051	0.095	0.0086	0.01354	0.00047	0.00417	0.00027	0.05
Zircon-10	0.251	0.03	0.564	0.13	0.01637	0.0014	0.00915	0.0015	-0.18
Zircon-11	0.0628	0.0075	0.115	0.017	0.01378	0.00059	0.00446	0.00052	0.14
Zircon-12	0.054	0.0043	0.1028	0.0072	0.01436	0.00048	0.00462	0.00032	0.01
Zircon-13	0.058	0.0051	0.1146	0.009	0.01418	0.00052	0.0047	0.00031	-0.04
Zircon-14	0.0508	0.0047	0.0912	0.0084	0.01384	0.00054	0.00424	0.00026	0.16
Zircon-15	0.0986	0.0086	0.173	0.014	0.01297	0.00048	0.00433	0.0003	0.01
Zircon-16	0.39	0.025	0.762	0.04	0.01412	0.00098	0.00454	0.00065	0.49
Zircon-17	0.174	0.032	0.376	0.13	0.01602	0.0012	0.01042	0.003	0.01
Zircon-18	0.0698	0.004	0.1354	0.0068	0.01429	0.00047	0.00464	0.00027	0.21
Zircon-20	0.0492	0.0032	0.096	0.0053	0.01424	0.00046	0.00438	0.00024	0.07
Zircon-21	0.112	0.01	0.185	0.014	0.01229	0.00047	0.0034	0.00033	-0.37
Zircon-22	0.05	0.0055	0.096	0.011	0.01401	0.00055	0.00467	0.00041	0.07
Zircon-23	0.0499	0.0038	0.0931	0.0059	0.01335	0.00045	0.00423	0.00026	-0.05
Zircon-24	0.0563	0.0061	0.11	0.01	0.01435	0.0006	0.00507	0.00037	-0.05
Zircon-25	0.0814	0.0066	0.1456	0.01	0.01321	0.00049	0.00382	0.00035	-0.16
Zircon-26	0.0533	0.0049	0.106	0.0088	0.0147	0.00055	0.00526	0.00041	0.05
Zircon-27	0.074	0.01	0.141	0.017	0.01369	0.00059	0.00532	0.0005	-0.05
Zircon-28	0.0776	0.0094	0.148	0.014	0.01364	0.00054	0.00405	0.00028	0.08
Zircon-29	0.0743	0.0058	0.1363	0.0084	0.01364	0.00057	0.00433	0.00031	-0.01
Zircon-30	0.193	0.016	0.326	0.025	0.01314	0.00061	0.00436	0.00032	0.19
Zircon-31	0.0741	0.0064	0.147	0.011	0.01476	0.00051	0.00488	0.00032	-0.19
Zircon-32	0.0866	0.0088	0.169	0.015	0.01446	0.00057	0.00513	0.00036	0.07
Zircon-33	0.111	0.016	0.207	0.024	0.01378	0.0008	0.00459	0.00046	-0.03
Zircon-34	0.097	0.011	0.175	0.017	0.0144	0.0006	0.00615	0.00042	-0.06
Zircon-35_TLA-B1	0.149	0.014	0.275	0.025	0.01378	0.00053	0.00433	0.0003	0.29

	CORRECTED AGES (Ma)								
	206Pb/238U	±2s	207Pb/235U	±2s	207Pb/206Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon-01_TLA-B1	89.1	3.6	94	9.1	180	210	89.1	3.6	5.21
Zircon-02	89.3	3.7	108.9	7	720	130	89.3	3.7	18.00
Zircon-03	90.6	3.2	91.5	6	130	160	90.6	3.2	0.98
Zircon-05	104.8	5.1	252	24	2100	170	104.8	5.1	58.41
Zircon-06	94	4	136	12	880	200	94	4	30.88
Zircon-07	94.5	4.2	117	12	520	260	94.5	4.2	19.23
Zircon-08	85.1	3.8	203	18	1970	140	85.1	3.8	58.08
Zircon-09	86.7	3	91.5	7.9	190	190	86.7	3	5.25
Zircon-10	104.7	8.6	452	66	3220	130	104.7	8.6	76.84
Zircon-11	88.2	3.8	110	15	600	220	88.2	3.8	19.82
Zircon-12	91.9	3	99.2	6.3	350	160	91.9	3	7.36
Zircon-13	90.8	3.3	109.7	8.2	500	200	90.8	3.3	17.23
Zircon-14	88.6	3.4	91.3	7.8	200	190	88.6	3.4	2.96
Zircon-15	83.1	3.1	161.7	12	1570	130	83.1	3.1	48.61
Zircon-16	90.4	6.2	573	23	3848	100	90.4	6.2	84.22
Zircon-17	103.5	7.7	327	70	2590	190	103.5	7.7	68.35
Zircon-18	91.5	3	128.7	6.1	890	130	91.5	3	28.90
Zircon-20	91.2	2.9	93	4.9	200	130	91.2	2.9	1.94
Zircon-21	78.8	3	171	13	1660	190	78.8	3	53.92
Zircon-22	89.7	3.5	92.2	9.9	180	230	89.7	3.5	2.71
Zircon-23	85.5	2.8	90.2	5.5	190	160	85.5	2.8	5.21
Zircon-24	91.9	3.8	106	9.6	460	230	91.9	3.8	13.30
Zircon-25	84.6	3.1	137.8	9.1	1180	150	84.6	3.1	38.61
Zircon-26	94.1	3.5	102.1	8	340	170	94.1	3.5	7.84
Zircon-27	87.7	3.7	133	15	940	230	87.7	3.7	34.06
Zircon-28	87.3	3.4	140	12	1140	180	87.3	3.4	37.64
Zircon-29	87.3	3.6	130.8	7.3	1000	150	87.3	3.6	33.26
Zircon-30	84.2	3.9	289	19	2740	140	84.2	3.9	70.87
Zircon-31	94.4	3.2	139	9.8	980	170	94.4	3.2	32.09
Zircon-32	92.5	3.6	158	13	1350	180	92.5	3.6	41.46
Zircon-33	88.2	5.1	190	20	1810	220	88.2	5.1	53.58
Zircon-34	92.2	3.8	166	14	1420	210	92.2	3.8	44.46
Zircon-35_TLA-B1	88.2	3.4	246	20	2320	140	88.2	3.4	64.15

1: U and Th concentrations are calculated employing an external standard zircon as in Paton et al., 2010, Geochemistry, Geophysics, Geosystems.

2: 2 sigma uncertainties propagated according to Paton et al., 2010, Geochemistry, Geophysics, Geosystems

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios, ages and errors are calculated according to Petrus and Kamber, 2012, Geostandards Geoanalytical Research

Analyzed spots were \_\_\_ micrometers, using an analytical protocol modified from Solari et al., 2010, Geostandards Geoanalytical Research.

Data measured employing a Thermo iCapQc ICPMS coupled to a Resonetics, Resolution M050 excimer laser workstation.



# APÉNDICE B

Azucena Colín Rodríguez  
Tesis de Maestría

## Espectrometría de Rayos Gamma

Muestra	Metro	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	SGR	U/Th ratio
193	83.50	4.10	0.00	27.10	174.00	0.00
TLA-192b	83.00	1.40	4.10	2.40	64.80	1.71
TLA-192	82.50	1.50	2.60	5.50	66.80	0.47
TLA-191b	82.00	0.70	1.30	3.70	36.40	0.35
TLA-191	81.50	1.00	2.00	1.80	39.20	1.11
TLA-190b	81.00	1.20	1.10	3.70	42.80	0.30
TLA-190	80.50	1.20	2.60	3.70	54.80	0.70
TLA-189b	80.00	2.20	1.60	6.70	74.80	0.24
TLA-189	79.50	0.80	1.70	6.20	51.20	0.27
TLA-188b	79.00	1.40	2.30	7.40	70.40	0.31
TLA-188	78.50	2.70	2.70	7.30	94.00	0.37
TLA-187b	78.00	2.00	0.70	7.30	66.80	0.10
TLA-187	77.50	0.90	2.30	1.80	40.00	1.28
TLA-186b	77.00	1.00	2.90	4.30	56.40	0.67
TLA-186	76.50	1.20	2.90	4.90	62.00	0.59
TLA-185b	76.00	1.30	2.50	4.30	58.00	0.58
TLA-185	75.50	0.60	3.00	3.70	48.40	0.81
	75.00	1.00	3.50	6.10	68.40	0.57
TLA-184	74.5					
TLA-183b	74.00	3.10	5.80	21.50	182.00	0.27
TLA-183	73.50	4.10	3.50	31.40	219.20	0.11
	73.25	2.70	3.70	11.60	119.20	0.32
TLA-182b	73.00	1.50	2.30	11.10	86.80	0.21
TLA-182a	72.50	1.80	1.50	11.70	87.60	0.13
TLA-181b	72.00	0.60	4.30	2.40	53.60	1.79
TLA-181	71.50	1.00	3.30	4.30	59.60	0.77
TLA-180b	71.00	0.70	2.30	2.50	39.60	0.92
TLA-180	70.50	0.80	2.70	2.40	44.00	1.13
TLA-179b	70.00	0.30	1.60	1.90	25.20	0.84
TLA-179	69.50	0.20	2.80	3.10	38.00	0.90
TLA-178b	69.00	0.50	2.60	3.10	41.20	0.84
TLA-178	68.50	0.40	1.30	4.40	34.40	0.30
TLA-177b	68.00	0.60	1.80	1.20	28.80	1.50
TLA-177a1	67.8					
TLA-177a	67.50	0.60	1.00	3.10	30.00	0.32
TLA-176b	67.00	0.30	3.80	2.50	45.20	1.52

### Espectrometría de Rayos Gamma

Muestra	Metro	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	SGR	U/Th ratio
TLA-176	66.50	1.10	2.60	3.70	53.20	0.70
TLA-175b	66.00	0.60	1.70	3.70	38.00	0.46
TLA-175	65.50	0.90	1.00	3.10	34.80	0.32
TLA-174c	65.00	0.40	2.60	0.60	29.60	4.33
TLA-174b	64.9					
TLA-174	64.50	0.60	1.00	3.10	30.00	0.32
TLA-173b	64.00	0.90	2.00	1.20	35.20	1.67
TLA-173	63.50	0.40	3.10	4.30	48.40	0.72
TLA-172b	63.00	0.50	0.90	1.20	20.00	0.75
TLA-172	62.50	0.90	2.80	3.70	51.60	0.76
TLA-171b	62.00	0.90	3.50	3.70	57.20	0.95
TLA-171	61.50	0.40	2.30	5.60	47.20	0.41
TLA-170b	61.00	1.20	2.60	0.60	42.40	4.33
TLA-170	60.50	1.40	4.70	5.50	82.00	0.85
TLA-169b	60.00	1.20	1.30	3.10	42.00	0.42
TLA-169a-1	59.9					
TLA-169	59.50	2.40	1.60	10.40	92.80	0.15
	59.40	2.00	0.60	8.00	68.80	0.08
TLA-168b	59.00	0.60	3.50	1.20	42.40	2.92
TLA-168a	58.5					
TLA-167b	58.00	0.50	2.60	0.60	31.20	4.33
TLA-167	57.50	0.30	3.00	0.60	31.20	5.00
TLA-166c	57.00	0.60	3.50	1.20	42.40	2.92
TLA-166b	56.50	0.30	2.80	1.20	32.00	2.33
TLA-166	56.00	0.60	2.80	0.60	34.40	4.67
TLA-165b	55.50	0.60	3.90	3.10	53.20	1.26
TLA165	55.00	1.10	1.90	2.40	42.40	0.79
TLA164c	54.7					
TLA164b	54.50	0.80	4.00	1.80	52.00	2.22
TLA164a	54.00	0.80	4.20	4.30	63.60	0.98
TLA-163b	53.50	1.00	2.80	3.70	53.20	0.76
TLA-163	53.00	0.40	4.30	2.50	50.80	1.72
TLA-162b	52.50	2.00	5.90	11.60	125.60	0.51
TLA-162a	52.00	0.90	7.50	1.70	81.20	4.41
TLA 161c	51.8					
TLA-161b	51.50	1.30	12.60	5.40	143.20	2.33

### Espectrometría de Rayos Gamma

Muestra	Metro	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	SGR	U/Th ratio
TLA-161	51.00	0.80	14.90	0.40	133.60	37.25
TLA160c	50.50	0.60	4.90	1.80	56.00	2.72
TLA-160b	50.2					
TLA-160a	50.00	0.60	11.50	2.30	110.80	5.00
	49.50	0.60	11.60	0.50	104.40	23.20
TLA-159	49.00	0.50	3.30	1.20	39.20	2.75
	48.50	0.50	7.30	1.80	73.60	4.06
TLA-158	48.00	0.30	2.30	2.50	33.20	0.92
TLA-157b	47.50	0.50	4.00	4.30	57.20	0.93
TLA-157	47					
TLA-156	46					
TLA-155a	45.50	0.50	1.50	3.10	32.40	0.48
TLA-155	45.00	0.60	3.20	3.10	47.60	1.03
	44.50	0.80	2.80	3.10	47.60	0.90
TLA-154	44.00	1.00	2.80	3.00	50.40	0.93
	43.50	0.30	3.50	4.30	50.00	0.81
TLA-153	43.00	1.00	2.60	3.70	51.60	0.70
	42.50					
	42.00					
	41.50					
TLA-151	41					
TLA-150	40.00	0.60	1.60	1.90	30.00	0.84
TLA-149b	39.50	1.20	1.00	3.10	39.60	0.32
TLA-149	39.00	1.40	1.40	7.40	63.20	0.19
	38.50	0.40	2.10	2.50	33.20	0.84
TLA-148	38.00	0.90	3.00	3.10	50.80	0.97
	37.50	1.00	1.50	3.10	40.40	0.48
TLA-147	37.00	0.80	2.20	0.60	32.80	3.67
TLA-146b	36.50	0.80	1.40	1.80	31.20	0.78
	36.25	2.20	4.70	7.30	102.00	0.64
TLA-146	36.00	0.10	2.40	0.60	23.20	4.00
	35.50	0.80	2.80	0.60	37.60	4.67
TLA-145	35.00	0.40	1.80	1.30	26.00	1.38
	34.50	0.70	1.80	4.30	42.80	0.42
TLA-144b	34.2					

### Espectrometría de Rayos Gamma

Muestra	Metro	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	SGR	U/Th ratio
TLA-144	34.00	1.30	5.90	3.00	80.00	1.97
	33.50	1.00	0.90	3.70	38.00	0.24
TLA-143	33.00	0.80	2.20	0.60	32.80	3.67
	32.50	1.00	1.10	4.30	42.00	0.26
TLA-142	32.00	0.20	3.00	0.60	29.60	5.00
	31.50	1.00	2.90	1.80	46.40	1.61
TLA-141	31.00	0.70	1.00	3.10	31.60	0.32
TLA-140b	30.50	0.70	1.40	2.50	32.40	0.56
TLA-140	30.00	0.80	2.10	2.50	39.60	0.84
	29.50	1.00	2.20	1.20	38.40	1.83
TLA-139	29.00	0.50	2.20	1.80	32.80	1.22
	28.50	0.40	2.70	1.90	35.60	1.42
TLA-138	28.00	0.10	2.60	1.30	27.60	2.00
	27.50	0.50	1.50	1.20	24.80	1.25
TLA-137	27.00	0.60	0.90	1.90	24.40	0.47
	26.50	0.50	2.70	2.50	39.60	1.08
TLA-136	26.00	0.80	3.10	1.20	42.40	2.58
	25.50	0.50	2.90	1.20	36.00	2.42
TLA-135	25.00	0.80	0.90	1.90	27.60	0.47
	24.50	1.00	2.50	1.80	43.20	1.39
TLA-134	24.00	0.60	3.20	3.10	47.60	1.03
	23.50	1.20	0.70	3.70	39.60	0.19
TLA-133	23.00	0.20	4.90	1.80	49.60	2.72
	22.50	0.80	2.00	3.70	43.60	0.54
TLA-132	22.00	0.70	2.80	0.60	36.00	4.67
	21.50	0.70	4.60	0.60	50.40	7.67
TLA-131	21.00	0.30	3.20	3.10	42.80	1.03
	20.50	1.00	2.60	0.60	39.20	4.33
TLA-130	20.00	0.40	2.60	3.70	42.00	0.70
	19.50	0.70	2.60	3.10	44.40	0.84
TLA-129	19.00	0.70	2.50	1.80	38.40	1.39
	18.50	0.50	4.70	2.40	55.20	1.96
TLA-128 a'	18.3					
TLA-128	18.00	0.30	3.90	3.70	50.80	1.05
	17.50	0.90	1.60	4.90	46.80	0.33
TLA-127	17.00	0.60	2.20	1.80	34.40	1.22
	16.50	0.70	2.70	1.80	40.00	1.50

### Espectrometría de Rayos Gamma

Muestra	Metro	K[%]	U[ppm]	Th[ppm]	SGR	U/Th ratio
TLA-126	16.00	0.50	3.80	4.90	58.00	0.78
	15.50	1.20	2.00	3.70	50.00	0.54
TLA-125	15.00	0.40	3.40	2.50	43.60	1.36
	14.50	0.80	4.90	1.80	59.20	2.72
TLA-124	14.00	0.90	2.50	1.80	41.60	1.39
	13.50	0.50	2.80	3.10	42.80	0.90
TLA-123	13.00	0.40	2.30	5.00	44.80	0.46
	12.50	1.20	2.70	4.30	58.00	0.63
TLA-122	12.00	1.30	4.90	4.90	79.60	1.00
	11.50	0.70	2.10	3.10	40.40	0.68
TLA-121	11.15	1.20	4.90	1.80	65.60	2.72
TLA-120	10.50	0.70	5.40	2.40	64.00	2.25
TLA-119	10.00	0.70	5.20	0.60	55.20	8.67
	9.50	0.80	5.20	3.00	66.40	1.73
TLA-118	9.00	0.60	5.00	0.60	52.00	8.33
	8.50	1.20	5.50	1.10	67.60	5.00
TLA-117	8.00	0.70	6.50	6.10	87.60	1.07
TLA-116	7.50	0.40	5.60	2.40	60.80	2.33
	7.00	0.40	5.70	1.80	59.20	3.17
	6.75	0.50	4.60	1.80	52.00	2.56
TLA-115	6.7					
TLA-114	6.50	0.90	4.80	0.50	54.80	9.60
TLA-113	6.15					
TLA-112	6.00	0.90	5.50	1.20	63.20	4.58
	5.50	0.70	4.90	1.80	57.60	2.72
	5.00	1.30	2.30	2.40	48.80	0.96
TLA-111	4.9					
TLA-110	4.50	0.80	3.00	2.40	46.40	1.25
TLA-109	4.00	1.00	5.60	4.90	80.40	1.14
TLA-108	3.7					
TLA-107	3.50	1.00	2.40	3.10	47.60	0.77
TLA-106	3.00	0.60	2.60	3.70	45.20	0.70
TLA-105	2.50	0.90	4.00	4.30	63.60	0.93
TLA-104	2.00	0.90	5.40	5.50	79.60	0.98
TLA-103	1.50	0.20	6.10	3.70	66.80	1.65
TLA-102	1.00	0.60	2.80	3.70	46.80	0.76
TLA-101	0.50	0.90	4.00	2.40	56.00	1.67
TLA-100	0.00	1.00	3.90	3.00	59.20	1.30

(EMRI)

Muestra	Metro	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$
193	83.50		
TLA-192b	83.00	2.00	-5.46
TLA-192	82.50	1.88	-5.31
TLA-191b	82.00	1.86	-5.59
TLA-191	81.50	1.64	-5.43
TLA-190b	81.00	1.50	-5.36
TLA-190	80.50	1.60	-5.47
TLA-189b	80.00	1.76	-5.36
TLA-189	79.50	1.89	-5.11
TLA-188b	79.00	1.63	-5.44
TLA-188	78.50	2.06	-5.48
TLA-187b	78.00	1.66	-5.39
TLA-187	77.50		
TLA-186b	77.00	1.66	-5.37
TLA-186	76.50	1.84	-5.43
TLA-185b	76.00		
TLA-185	75.50	1.49	-5.18
	75.00		
TLA-184	74.5	1.54	-5.34
TLA-183b	74.00	1.77	-5.19
TLA-183	73.50	1.70	-5.23
	73.25		
TLA-182b	73.00	1.00	-5.28
TLA-182a	72.50	1.49	-5.59
TLA-181b	72.00	1.58	-5.16
TLA-181	71.50	1.64	-5.35
TLA-180b	71.00	1.02	-5.28
TLA-180	70.50	1.18	-5.28
TLA-179b	70.00	1.15	-5.30
TLA-179	69.50	1.06	-5.27
TLA-178b	69.00	1.28	-5.35
TLA-178	68.50	0.89	-5.34
TLA-177b	68.00	0.88	-5.27
TLA-177a1	67.8	0.91	-5.38
TLA-177a	67.50	0.85	-5.27
TLA-176b	67.00	0.90	-5.15

(EMRI)

Muestra	Metro	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$
TLA-176	66.50	0.70	-5.23
TLA-175b	66.00	1.16	-5.33
TLA-175	65.50	1.22	-5.37
TLA-174c	65.00		
TLA-174b	64.9	1.19	-5.40
TLA-174	64.50	0.92	-5.25
TLA-173b	64.00	1.20	-5.30
TLA-173	63.50	0.96	-5.30
TLA-172b	63.00	1.36	-5.15
TLA-172	62.50	1.30	-5.23
TLA-171b	62.00	0.79	-5.16
TLA-171	61.50	0.86	-5.24
TLA-170b	61.00	0.98	-5.15
TLA-170	60.50		
TLA-169b	60.00	0.54	-5.38
TLA-169a-1	59.9		
TLA-169	59.50	0.86	-5.21
	59.40		
TLA-168b	59.00	0.88	-5.18
TLA-168a	58.5	1.16	-5.15
TLA-167b	58.00	1.02	-5.21
TLA-167	57.50	1.28	-5.36
TLA-166c	57.00	1.29	-5.23
TLA-166b	56.50	1.46	-5.43
TLA-166	56.00	1.42	-5.27
TLA-165b	55.50	1.44	-5.32
TLA165	55.00	1.37	-5.23
TLA164c	54.7	0.97	-5.21
TLA164b	54.50	1.01	-5.34
TLA164a	54.00	1.23	-5.11
TLA-163b	53.50	0.94	-5.17
TLA-163	53.00	1.10	-5.24
TLA-162b	52.50	2.03	-5.25
TLA-162a	52.00	1.61	-5.18
TLA 161c	51.8	1.99	-5.23
TLA-161b	51.50	1.64	-5.25

(EMRI)

Muestra	Metro	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$
TLA-161	51.00	1.90	-5.33
TLA160c	50.50		
TLA-160b	50.2	1.32	-5.29
TLA-160a	50.00	1.60	-5.83
	49.50		
TLA-159	49.00	0.88	-5.20
	48.50		
TLA-158	48.00	0.83	-5.17
TLA-157b	47.50	0.69	-5.29
TLA-157	47		
TLA-156	46		
TLA-155a	45.50		
TLA-155	45.00	1.21	-5.54
	44.50		
TLA-154	44.00	0.74	-5.09
	43.50		
TLA-153	43.00	0.65	-5.15
	42.50		
	42.00		
	41.50		
TLA-151	41	1.16	-5.31
TLA-150	40.00		
TLA-149b	39.50	1.09	-5.18
TLA-149	39.00	1.09	-5.32
	38.50		
TLA-148	38.00	1.40	-5.18
	37.50		
TLA-147	37.00	0.72	-5.05
TLA-146b	36.50	1.32	-5.50
	36.25		
TLA-146	36.00	1.00	-8.09
	35.50		
TLA-145	35.00	1.11	-5.15
	34.50		
TLA-144b	34.2	1.44	-5.30

(EMRI)

Muestra	Metro	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$
TLA-144	34.00	1.71	-5.32
	33.50		
TLA-143	33.00	1.41	-5.21
	32.50		
TLA-142	32.00	1.88	-4.53
	31.50		
TLA-141	31.00	1.82	-4.50
TLA-140b	30.50		
TLA-140	30.00	1.79	-4.48
	29.50		
TLA-139	29.00	2.06	-4.38
	28.50		
TLA-138	28.00	1.99	-4.36
	27.50		
TLA-137	27.00	2.17	-4.43
	26.50		
TLA-136	26.00	2.26	-4.21
	25.50		
TLA-135	25.00	1.8	-5.4
	24.50		
TLA-134	24.00	2.6	-4.9
	23.50		
TLA-133	23.00	1.8	-5.3
	22.50		
TLA-132	22.00	2.0	-5.3
	21.50		
TLA-131	21.00	1.8	-5.4
	20.50		
TLA-130	20.00	1.8	-5.4
	19.50		
TLA-129	19.00	1.2	-5.2
	18.50		
TLA-128 a'	18.3	2.3	-5.4
TLA-128	18.00	1.9	-5.5
	17.50		
TLA-127	17.00	1.1	-5.2
	16.50		

(EMRI)

Muestra	Metro	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$
TLA-126	16.00	1.7	-5.4
	15.50		
TLA-125	15.00	0.9	-4.9
	14.50		
TLA-124	14.00	1.6	-5.5
	13.50		
TLA-123	13.00	1.8	-5.6
	12.50		
TLA-122	12.00	1.1	-5.3
	11.50		
TLA-121	11.15	0.0	-7.2
TLA-120	10.50	-0.1	-5.3
TLA-119	10.00		
	9.50		
TLA-118	9.00	0.2	-6.7
	8.50		
TLA-117	8.00	1.5	-5.5
TLA-116	7.50	1.4	-5.5
	7.00		
	6.75		
TLA-115	6.7	1.6	-5.5
TLA-114	6.50	0.7	-5.6
TLA-113	6.15	1.5	-5.6
TLA-112	6.00	1.6	-9.0
	5.50		
	5.00		
TLA-111	4.9	1.9	-5.4
TLA-110	4.50	-0.4	-5.2
TLA-109	4.00	1.6	-5.6
TLA-108	3.7	1.2	-5.5
TLA-107	3.50	1.9	-5.5
TLA-106	3.00	1.3	-5.4
TLA-105	2.50	1.8	-5.6
TLA-104	2.00	-0.2	-5.2
TLA-103	1.50	0.9	-5.5
TLA-102	1.00	1.6	-5.4
TLA-101	0.50	1.0	-5.4
TLA-100	0.00	1.0	-5.7

### Fluorescencia de rayos X (FRX)

Muestra	Metro	Fe (%)	V (ppm)	Zr (ppm)	Mo (ppm)
<b>193</b>	83.50				
<b>TLA-192b</b>	83.00	0.497	65.230	0.000	1.670
<b>TLA-192</b>	82.50	0.203	29.110	0.000	< LOD
<b>TLA-191b</b>	82.00	0.246	60.970	0.000	1.820
<b>TLA-191</b>	81.50	0.186	41.420	0.000	3.190
<b>TLA-190b</b>	81.00	0.114	41.030	0.000	< LOD
<b>TLA-190</b>	80.50	0.262	25.880	0.000	< LOD
<b>TLA-189b</b>	80.00	0.460	44.550	0.000	1.670
<b>TLA-189</b>	79.50	0.321	25.010	0.000	< LOD
<b>TLA-188b</b>	79.00	0.324	41.560	0.000	< LOD
<b>TLA-188</b>	78.50	0.231	77.550	0.000	2.580
<b>TLA-187b</b>	78.00	0.278	38.670	0.000	< LOD
<b>TLA-187</b>	77.50				
<b>TLA-186b</b>	77.00	0.104	35.540	0.000	2.770
<b>TLA-186</b>	76.50	0.316	43.500	0.000	< LOD
<b>TLA-185b</b>	76.00				
<b>TLA-185</b>	75.50	0.091	23.960	0.000	< LOD
	75.00				
<b>TLA-184</b>	74.5	0.327	27.340	0.000	< LOD
<b>TLA-183b</b>	74.00	0.382	52.800	0.000	4.030
<b>TLA-183</b>	73.50	0.253	27.530	0.000	< LOD
	73.25				
<b>TLA-182b</b>	73.00	0.154	36.370	0.000	2.570
<b>TLA-182a</b>	72.50	0.164	36.000	0.000	< LOD
<b>TLA-181b</b>	72.00	0.162	42.230	0.000	1.990
<b>TLA-181</b>	71.50	0.185	72.840	0.000	< LOD
<b>TLA-180b</b>	71.00	0.136	36.370	0.000	3.640
<b>TLA-180</b>	70.50	0.065	28.900	0.000	< LOD
<b>TLA-179b</b>	70.00	0.074	19.440	0.000	< LOD
<b>TLA-179</b>	69.50	0.083	28.210	0.000	2.040
<b>TLA-178b</b>	69.00	0.132	22.240	0.000	< LOD
<b>TLA-178</b>	68.50	0.100	28.510	0.000	< LOD
<b>TLA-177b</b>	68.00	0.086	27.800	0.000	< LOD
<b>TLA-177a1</b>	67.8	0.091	26.590	0.000	< LOD
<b>TLA-177a</b>	67.50	0.071	25.950	0.000	1.730
<b>TLA-176b</b>	67.00	0.072	31.150	0.000	1.740

### Fluorescencia de rayos X (FRX)

Muestra	Metro	Fe (%)	V (ppm)	Zr (ppm)	Mo (ppm)
TLA-176	66.50	0.248	47.500	0.000	< LOD
TLA-175b	66.00	0.135	30.460	0.000	< LOD
TLA-175	65.50	0.169	28.910	0.000	1.800
TLA-174c	65.00				
TLA-174b	64.9	0.128	29.710	0.000	< LOD
TLA-174	64.50	0.105	25.940	0.000	< LOD
TLA-173b	64.00	0.164	35.390	0.000	2.480
TLA-173	63.50	0.178	35.090	0.000	< LOD
TLA-172b	63.00	0.153	47.300	0.000	< LOD
TLA-172	62.50	0.159	46.920	0.000	< LOD
TLA-171b	62.00	0.119	28.890	0.000	< LOD
TLA-171	61.50	0.099	47.050	0.000	< LOD
TLA-170b	61.00				
TLA-170	60.50				
TLA-169b	60.00				
TLA-169a-1	59.9				
TLA-169	59.50				
	59.40				
TLA-168b	59.00				
TLA-168a	58.5				
TLA-167b	58.00	0.078	22.810	0.000	2.470
TLA-167	57.50	0.120	29.150	0.000	2.150
TLA-166c	57.00	0.111	24.130	0.000	2.050
TLA-166b	56.50	0.149	20.880	0.000	1.850
TLA-166	56.00	0.095	19.140	0.000	1.930
TLA-165b	55.50	0.115	34.200	0.000	< LOD
TLA165	55.00				
TLA164c	54.7				
TLA164b	54.50				
TLA164a	54.00				
TLA-163b	53.50	0.220	47.150	0.000	3.090
TLA-163	53.00	0.094	53.220	0.000	1.810
TLA-162b	52.50	0.261	89.630	0.000	4.770
TLA-162a	52.00	0.225	67.490	0.000	4.030
TLA 161c	51.8	0.170	343.990	0.000	13.000
TLA-161b	51.50	0.327	83.600	0.000	10.750

### Fluorescencia de rayos X (FRX)

Muestra	Metro	Fe (%)	V (ppm)	Zr (ppm)	Mo (ppm)
TLA-161	51.00	0.258	425.190	0.000	15.960
TLA160c	50.50				
TLA-160b	50.2	0.174	62.480	0.000	1.800
TLA-160a	50.00	0.389	919.220	65.699	13.020
	49.50	0.089	35.710	0.000	3.190
TLA-159	49.00				
	48.50				
TLA-158	48.00	0.139	32.780	0.000	4.070
TLA-157b	47.50	0.083	27.610	0.000	2.160
TLA-157	47				
TLA-156	46				
TLA-155a	45.50				
TLA-155	45.00	0.191	35.327	8.730	< LOD
	44.50				
TLA-154	44.00	0.192	33.330	15.723	< LOD
	43.50				
TLA-153	43.00	0.243	28.757	12.757	< LOD
	42.50				
	42.00				
	41.50				
TLA-151	41	0.316	41.837	16.117	< LOD
TLA-150	40.00				
TLA-149b	39.50	0.239	33.887	13.270	3.940
TLA-149	39.00	0.181	36.080	9.937	< LOD
	38.50				
TLA-148	38.00	0.164	26.833	5.710	4.355
	37.50				
TLA-147	37.00	0.123	32.187	9.065	< LOD
TLA-146b	36.50	0.449	42.933	6.977	6.403
	36.25				
TLA-146	36.00	1.225	80.777	24.587	< LOD
	35.50				
TLA-145	35.00	0.251	37.160	17.463	< LOD
	34.50				
TLA-144b	34.2	0.335	50.943	17.583	< LOD

**Fluorescencia de rayos X (FRX)**

<b>Muestra</b>	<b>Metro</b>	<b>Fe (%)</b>	<b>V (ppm)</b>	<b>Zr (ppm)</b>	<b>Mo (ppm)</b>
<b>TLA-144</b>	34.00	0.782	217.667	32.440	5.907
	33.50				
<b>TLA-143</b>	33.00	0.512	37.747	11.313	< LOD
	32.50				
<b>TLA-142</b>	32.00	0.181	38.673	7.975	< LOD
	31.50				
<b>TLA-141</b>	31.00	0.155	38.267	7.230	< LOD
<b>TLA-140b</b>	30.50				
<b>TLA-140</b>	30.00	0.156	41.190	7.460	< LOD
	29.50				
<b>TLA-139</b>	29.00	0.230	38.983	7.945	< LOD
	28.50				
<b>TLA-138</b>	28.00	0.253	38.057	9.447	< LOD
	27.50				
<b>TLA-137</b>	27.00	0.256	37.820	9.933	< LOD
	26.50				
<b>TLA-136</b>	26.00	0.181	42.657	8.470	< LOD
	25.50				
<b>TLA-135</b>	25.00	0.197	41.690	8.860	< LOD
	24.50				
<b>TLA-134</b>	24.00	0.308	73.927	27.573	14.070
	23.50				
<b>TLA-133</b>	23.00	0.210	34.017	10.540	5.130
	22.50				
<b>TLA-132</b>	22.00	0.383	42.567	18.423	< LOD
	21.50				
<b>TLA-131</b>	21.00	0.220	34.567	16.157	4.220
	20.50				
<b>TLA-130</b>	20.00	0.350	48.120	14.737	5.330
	19.50				
<b>TLA-129</b>	19.00	0.118	35.017	8.980	< LOD
	18.50				
<b>TLA-128 a'</b>	18.3	0.283	147.363	19.957	4.640
<b>TLA-128</b>	18.00	0.185	53.270	14.723	< LOD
	17.50				
<b>TLA-127</b>	17.00	0.193	35.650	< LOD	4.640
	16.50				

### Fluorescencia de rayos X (FRX)

Muestra	Metro	Fe (%)	V (ppm)	Zr (ppm)	Mo (ppm)
TLA-126	16.00	0.320	29.907	9.977	4.110
	15.50				
TLA-125	15.00	0.159	32.430	< LOD	7.710
	14.50				
TLA-124	14.00	0.315	34.320	10.267	4.550
	13.50				
TLA-123	13.00	0.286	50.037	10.847	4.280
	12.50				
TLA-122	12.00	0.391	39.400	12.700	< LOD
	11.50				
TLA-121	11.15	0.126	28.727	< LOD	4.810
TLA-120	10.50	0.162	35.300	6.790	4.320
TLA-119	10.00				
	9.50				
TLA-118	9.00	0.240	36.960	8.170	4.450
	8.50				
TLA-117	8.00	0.497	278.830	21.057	5.740
TLA-116	7.50	0.318	47.130	< LOD	8.597
	7.00				
	6.75				
TLA-115	6.7	1.321	352.213	28.787	9.670
TLA-114	6.50	0.253	41.387	7.530	5.510
TLA-113	6.15	0.748	89.803	26.983	5.737
TLA-112	6.00	0.289	52.133	< LOD	6.833
	5.50				
	5.00				
TLA-111	4.9	0.457	54.425	20.070	5.915
TLA-110	4.50	0.207	34.323	< LOD	4.430
TLA-109	4.00	0.370	98.343	17.240	6.430
TLA-108	3.7	0.406	50.563	7.767	7.483
TLA-107	3.50	0.814	44.563	13.080	6.607
TLA-106	3.00	0.281	43.080	6.210	4.655
TLA-105	2.50	1.001	366.427	55.737	8.200
TLA-104	2.00	0.359	49.793	10.955	6.740
TLA-103	1.50	1.482	526.727	162.893	4.923
TLA-102	1.00	0.453	56.640	15.127	6.203
TLA-101	0.50	0.440	44.863	9.327	6.220
TLA-100	0.00	0.338	45.627	14.370	4.570

**Pirólisis Rock– Eval**

<b>Muestra</b>	<b>Metro</b>	<b>TOC [%]</b>	<b>Tmax [°C]</b>	<b>IH [mg HC/g TOC]</b>	<b>IO [mg CO2/g TOC]</b>
<b>193</b>	83.50				
<b>TLA-192b</b>	83.00	0.897	499	24.91	77.90
<b>TLA-192</b>	82.50	0.108	425	244.63	442.39
<b>TLA-191b</b>	82.00				
<b>TLA-191</b>	81.50	0.512	501	29.74	116.80
<b>TLA-190b</b>	81.00	0.645	498	44.02	77.07
<b>TLA-190</b>	80.50	0.116	406	200.86	399.14
<b>TLA-189b</b>	80.00	0.585	440	57.22	94.22
<b>TLA-189</b>	79.50	0.174	514	145.79	189.92
<b>TLA-188b</b>	79.00	0.155	428	163.57	312.13
<b>TLA-188</b>	78.50	1.060	510	36.31	68.29
<b>TLA-187b</b>	78.00	0.108	495	216.41	386.70
<b>TLA-187</b>	77.50				
<b>TLA-186b</b>	77.00	0.494	496	47.11	92.94
<b>TLA-186</b>	76.50	0.143	405	148.80	290.50
<b>TLA-185b</b>	76.00				
<b>TLA-185</b>	75.50	0.216	484	98.11	201.37
	75.00				
<b>TLA-184</b>	74.5	0.096	415	125.93	463.06
<b>TLA-183b</b>	74.00	0.117	395	233.24	427.15
<b>TLA-183</b>	73.50	0.248	404	89.88	208.01
	73.25				
<b>TLA-182b</b>	73.00	0.176	421	103.27	254.65
<b>TLA-182a</b>	72.50	0.355	411	76.99	141.90
<b>TLA-181b</b>	72.00	0.800	413	37.93	75.19
<b>TLA-181</b>	71.50	0.644	506	37.72	112.07
<b>TLA-180b</b>	71.00	0.463	497	58.97	120.26
<b>TLA-180</b>	70.50	0.543	405	52.11	120.48
<b>TLA-179b</b>	70.00	0.532	500	36.14	112.80
<b>TLA-179</b>	69.50	0.573	502	17.63	104.51
<b>TLA-178b</b>	69.00	0.202	321	44.94	247.32
<b>TLA-178</b>	68.50	0.403	511	50.20	140.45
<b>TLA-177b</b>	68.00	0.235	474	94.67	198.98
<b>TLA-177a1</b>	67.8	0.432	422	58.47	103.05
<b>TLA-177a</b>	67.50	0.351	409	60.45	114.39
<b>TLA-176b</b>	67.00	0.324	487	87.10	126.86

**Pirólisis Rock– Eval**

<b>Muestra</b>	<b>Metro</b>	<b>TOC [%]</b>	<b>Tmax [°C]</b>	<b>IH [mg HC/g TOC]</b>	<b>IO [mg CO2/g TOC]</b>
TLA-176	66.50	0.475	504	50.96	102.48
TLA-175b	66.00	0.334	402	72.45	181.17
TLA-175	65.50	0.677	494	44.67	95.68
TLA-174c	65.00				
TLA-174b	64.9	0.017	485	1037.64	0.00
TLA-174	64.50	0.680	509	54.90	65.06
TLA-173b	64.00	0.601	493	36.89	78.87
TLA-173	63.50	0.260	495	61.97	198.58
TLA-172b	63.00	0.806	512	40.01	52.05
TLA-172	62.50	0.402	497	45.10	152.33
TLA-171b	62.00	0.266	399	72.01	157.55
TLA-171	61.50	0.362	499	58.41	145.18
TLA-170b	61.00	0.403	493	45.01	159.70
TLA-170	60.50				
TLA-169b	60.00	0.370	506	76.07	127.16
TLA-169a-1	59.9				
TLA-169	59.50	0.339	410	71.32	126.36
	59.40				
TLA-168b	59.00	0.083	418	170.19	387.42
TLA-168a	58.5				
TLA-167b	58.00				
TLA-167	57.50				
TLA-166c	57.00				
TLA-166b	56.50				
TLA-166	56.00				
TLA-165b	55.50	1.33	536	9	15
TLA165	55.00				
TLA164c	54.7	0.05	300	248	669
TLA164b	54.50	0.88	514	19	70
TLA164a	54.00	0.24	506	0	180
TLA-163b	53.50	0.09	496	0	353
TLA-163	53.00	0.71	498	0	86
TLA-162b	52.50	1.68	528	28	41
TLA-162a	52.00	1.24	600	21	26
TLA 161c	51.8	4.69	536	21	11
TLA-161b	51.50	0.02	404	592	1494

**Pirólisis Rock– Eval**

<b>Muestra</b>	<b>Metro</b>	<b>TOC [%]</b>	<b>Tmax [°C]</b>	<b>IH [mg HC/g TOC]</b>	<b>IO [mg CO2/g TOC]</b>
<b>TLA-161</b>	51.00	4.82	537	19	9
<b>TLA160c</b>	50.50				
<b>TLA-160b</b>	50.2	1.13	553	26	33
<b>TLA-160a</b>	50.00	4.42	565	13	23
	49.50				
<b>TLA-159</b>	49.00	0.63	409	44	47
	48.50				
<b>TLA-158</b>	48.00	0.41	516	59	73
<b>TLA-157b</b>	47.50	0.25	489	47	175
<b>TLA-157</b>	47				
<b>TLA-156</b>	46				
<b>TLA-155a</b>	45.50				
<b>TLA-155</b>	45.00	0.60	525	19	50
	44.50				
<b>TLA-154</b>	44.00	0.49	505	49	78
	43.50				
<b>TLA-153</b>	43.00	0.29	333	62	147
	42.50				
	42.00				
	41.50				
<b>TLA-151</b>	41	0.36	340	35	142
<b>TLA-150</b>	40.00				
<b>TLA-149b</b>	39.50	0.21	326	96	172
<b>TLA-149</b>	39.00	0.15	446	122	253
	38.50				
<b>TLA-148</b>	38.00	0.25	318	54	208
	37.50				
<b>TLA-147</b>	37.00	0.38	443	74	99
<b>TLA-146b</b>	36.50	0.62	421	57	73
	36.25				
<b>TLA-146</b>	36.00	2.27	538	22	38
	35.50				
<b>TLA-145</b>	35.00	0.47	506	69	76
	34.50				
<b>TLA-144b</b>	34.2	0.42	498	62	100

**Pirólisis Rock– Eval**

<b>Muestra</b>	<b>Metro</b>	<b>TOC [%]</b>	<b>Tmax [°C]</b>	<b>IH [mg HC/g TOC]</b>	<b>IO [mg CO2/g TOC]</b>
<b>TLA-144</b>	34.00	2.52	410	24	28
	33.50				
<b>TLA-143</b>	33.00	0.63	521	33	49
	32.50				
<b>TLA-142</b>	32.00	0.54	494	19	94
	31.50				
<b>TLA-141</b>	31.00	0.53	506	55	54
<b>TLA-140b</b>	30.50				
<b>TLA-140</b>	30.00	0.40	490	41	103
	29.50				
<b>TLA-139</b>	29.00	0.32	433	94	143
	28.50				
<b>TLA-138</b>	28.00	0.33	463	102	134
	27.50				
<b>TLA-137</b>	27.00	0.28	327	79	182
	26.50				
<b>TLA-136</b>	26.00	0.53	425	76	78
	25.50				
<b>TLA-135</b>	25.00	0.69	522	38	44
	24.50				
<b>TLA-134</b>	24.00	2.80	538	31	12
	23.50				
<b>TLA-133</b>	23.00	0.58	515	48	60
	22.50				
<b>TLA-132</b>	22.00	0.96	503	20	46
	21.50				
<b>TLA-131</b>	21.00	0.61	422	43	89
	20.50				
<b>TLA-130</b>	20.00	0.64	415	44	100
	19.50				
<b>TLA-129</b>	19.00	0.45	427	70	92
	18.50				
<b>TLA-128 a'</b>	18.3	2.43	507	23	49
<b>TLA-128</b>	18.00	0.92	440	49	40
	17.50				
<b>TLA-127</b>	17.00	0.36	485	64	108
	16.50				

**Pirólisis Rock– Eval**

<b>Muestra</b>	<b>Metro</b>	<b>TOC [%]</b>	<b>Tmax [°C]</b>	<b>IH [mg HC/g TOC]</b>	<b>IO [mg CO2/g TOC]</b>
TLA-126	16.00	0.18	481	86	299
	15.50				
TLA-125	15.00	0.20	403	95	220
	14.50				
TLA-124	14.00	0.69	498	41	76
	13.50				
TLA-123	13.00	1.72	563	32	33
	12.50				
TLA-122	12.00	0.24	410	158	270
	11.50				
TLA-121	11.15	0.39	424	96	91
TLA-120	10.50	0.09	488	254	416
TLA-119	10.00				
	9.50				
TLA-118	9.00	0.59	422	47	74
	8.50				
TLA-117	8.00	3.07	539	22	17
TLA-116	7.50	0.91	418	46	54
	7.00				
	6.75				
TLA-115	6.7	2.45	550	22	27
TLA-114	6.50	0.82	420	58	54
TLA-113	6.15	2.22	562	31	21
TLA-112	6.00	0.88	318	56	54
	5.50				
	5.00				
TLA-111	4.9	1.82	542	36	25
TLA-110	4.50	0.32	416	99	98
TLA-109	4.00	2.16	589	32	28
TLA-108	3.7	0.69	414	56	67
TLA-107	3.50	0.93	539	38	64
TLA-106	3.00	0.50	417	61	68
TLA-105	2.50	3.30	596	23	18
TLA-104	2.00	0.49	416	76	80
TLA-103	1.50	1.87	515	15	71
TLA-102	1.00	0.71	503	40	116
TLA-101	0.50	0.37	414	66	162
TLA-100	0.00	0.14	412	155	395

Isótopos estables de azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ )

Muestra	Metro	Muestras (pirita)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ VCDT(‰)
193	83.50		
TLA-192b	83.00		
TLA-192	82.50		
TLA-191b	82.00		
TLA-191	81.50		
TLA-190b	81.00		
TLA-190	80.50		
TLA-189b	80.00		
TLA-189	79.50		
TLA-188b	79.00		
TLA-188	78.50		
TLA-187b	78.00		
TLA-187	77.50		
TLA-186b	77.00		
TLA-186	76.50		
TLA-185b	76.00		
TLA-185	75.50		
	75.00		
TLA-184	74.5		
TLA-183b	74.00		
TLA-183	73.50		
	73.25		
TLA-182b	73.00		
TLA-182a	72.50		
TLA-181b	72.00		
TLA-181	71.50		
TLA-180b	71.00		
TLA-180	70.50		
TLA-179b	70.00		
TLA-179	69.50		
TLA-178b	69.00		
TLA-178	68.50		
TLA-177b	68.00	12 <sub>py</sub>	-30.0
TLA-177a1	67.8	11 <sub>py</sub>	-30.1
TLA-177a	67.50		
TLA-176b	67.00		

Isótopos estables de azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ )

Muestra	Metro	Muestras (pirita)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ VCDT(‰)
TLA-176	66.50		
TLA-175b	66.00		
TLA-175	65.50		
TLA-174c	65.00		
TLA-174b	64.9		
TLA-174	64.50		
TLA-173b	64.00	<b>10<sub>py</sub></b>	-26.2
TLA-173	63.50	<b>9<sub>py</sub></b>	-9.5
TLA-172b	63.00	<b>8<sub>py</sub></b>	23.7
TLA-172	62.50		
TLA-171b	62.00		
TLA-171	61.50		
TLA-170b	61.00		
TLA-170	60.50		
TLA-169b	60.00		
TLA-169a-1	59.9		
TLA-169	59.50		
	59.40		
TLA-168b	59.00		
TLA-168a	58.5		
TLA-167b	58.00		
TLA-167	57.50		
TLA-166c	57.00		
TLA-166b	56.50		
TLA-166	56.00		
TLA-165b	55.50		
TLA165	55.00		
TLA164c	54.7		
TLA164b	54.50		
TLA164a	54.00		
TLA-163b	53.50		
TLA-163	53.00		
TLA-162b	52.50		
TLA-162a	52.00	<b>7<sub>py</sub></b>	-11.6
TLA 161c	51.8		
TLA-161b	51.50		

Isótopos estables de azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ )

Muestra	Metro	Muestras (pirita)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ VCDT(‰)
TLA-161	51.00	<b>6<sub>py</sub></b>	-29.3
TLA160c	50.50		
TLA-160b	50.2		
TLA-160a	50.00		
	49.50		
TLA-159	49.00		
	48.50		
TLA-158	48.00		
TLA-157b	47.50		
TLA-157	47		
TLA-156	46		
TLA-155a	45.50	<b>5<sub>py</sub></b>	-36.8
TLA-155	45.00		
	44.50		
TLA-154	44.00		
	43.50		
TLA-153	43.00		
	42.50		
	42.00		
	41.50		
TLA-151	41		
TLA-150	40.00		
TLA-149b	39.50		
TLA-149	39.00		
	38.50		
TLA-148	38.00		
	37.50		
TLA-147	37.00		
TLA-146b	36.50	<b>4<sub>py</sub></b>	-18.0
	36.25		
TLA-146	36.00		
	35.50		
TLA-145	35.00		
	34.50		
TLA-144b	34.2		

Isótopos estables de azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ )

Muestra	Metro	Muestras (pirita)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ VCDT(‰)
TLA-144	34.00 33.50	3 <sub>py</sub>	-23.1
TLA-143	33.00 32.50	2 <sub>py</sub>	44.5
TLA-142	32.00 31.50		
TLA-141	31.00		
TLA-140b	30.50		
TLA-140	30.00 29.50		
TLA-139	29.00 28.50		
TLA-138	28.00 27.50		
TLA-137	27.00 26.50		
TLA-136	26.00 25.50		
TLA-135	25.00 24.50		
TLA-134	24.00 23.50		
TLA-133	23.00 22.50		
TLA-132	22.00 21.50		
TLA-131	21.00 20.50		
TLA-130	20.00 19.50		
TLA-129	19.00 18.50		
TLA-128 a'	18.3		
TLA-128	18.00 17.50		
TLA-127	17.00 16.50		

Isótopos estables de azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ )

Muestra	Metro	Muestras (pirita)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$ VCDT(‰)
TLA-126	16.00		
	15.50		
TLA-125	15.00		
	14.50		
TLA-124	14.00		
	13.50		
TLA-123	13.00		
	12.50		
TLA-122	12.00		
	11.50		
TLA-121	11.15		
TLA-120	10.50		
TLA-119	10.00		
	9.50		
TLA-118	9.00		
	8.50		
TLA-117	8.00		
TLA-116	7.50		
	7.00		
	6.75		
TLA-115	6.7		
TLA-114	6.50		
TLA-113	6.15		
TLA-112	6.00		
	5.50		
	5.00		
TLA-111	4.9		
TLA-110	4.50		
TLA-109	4.00	<b>1<sub>py</sub></b>	-20.6
TLA-108	3.7		
TLA-107	3.50		
TLA-106	3.00		
TLA-105	2.50		
TLA-104	2.00		
TLA-103	1.50		
TLA-102	1.00		
TLA-101	0.50		
TLA-100	0.00		