



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

INFLUENCIA DE LOS EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO DEL CENOMANIANO-SANTONIANO EN LA DEPOSITACIÓN DE LOS SEDIMENTOS DE LA CUENCA SABINAS, NORESTE DE MÉXICO

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

PRESENTA
FELIPE GIL BERNAL

DR. FERNANDO NÚÑEZ USECHE
INSTITUTO DE GEOLOGÍA-UNAM

JURADO EXAMINADOR

DRA. ELSA ARELLANO TORRES, ESCUELA NACIONAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA (ENCIT)-
UNAM

DR. JUAN JOSÉ ENCISO CÁRDENAS, CENTRO DE INVESTIGACIÓN EN GEOCIENCIAS
APLICADAS-UADEC

DR. RUBÉN ALFONSO LÓPEZ DONCEL, INSTITUTO DE GEOLOGÍA-UASLP

DR. FERNANDO NÚÑEZ USECHE, INSTITUTO DE GEOLOGÍA-UNAM

DR. JUAN FRANCISCO SÁNCHEZ BERISTAIN, FACULTAD DE CIENCIAS-UNAM

CIUDAD DE MÉXICO, MARZO, 2024



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."

Felipe Gil Bernal
FELIPE GIL BERNAL



EN MEMORIA DE
JUAN BAUTISTA BERNAL CRUZ
Y
LUIS AURELIO GIL GIL



DEDICATORIA

A México, ese México lindo y querido que no solo me permitió aprender un poco más acerca de la Geología, sino que también me permitió enamorarme de una cultura que, aunque con ciertas similitudes, muy diferente a la mía. A ese México que me dio la oportunidad de conocer gente sumamente extraordinaria y en el cual pude aprender y enseñar acerca de sus culturas prehispánicas.

Soy colombiano, paisa, echao pa' delante, y descendiente de Quimbayas... pero los mexicanos nacemos donde nos da la regalada gana.



Este trabajo fue realizada gracias al apoyo de:



Por la oportunidad de ingresar y ser parte del Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra.



Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

Por la asignación de la beca para estudios nacionales 2021-000018-02NACF-18160.

Por el financiamiento al proyecto CONACyT-A1-S-18123 "Registro y caracterización paleoambiental del Evento Anóxico Oceánico 2 (Cenomaniano-Turoniano) en México: Implicaciones paleoceanográficas y genéticas.



Por brindar el apoyo logístico en el desarrollo del proyecto.



LANGEM

En particular al Laboratorio de Difracción de Rayos X y a su responsable, la Dra. Teresa Pi Puig, por la realización de los análisis mineralógicos semicuantitativos.



Especialmente al Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas, a su director, el Dr. Luis Fernando Camacho Ortegón, y a su director, el Dr. Juan Josué Enciso Cárdenas, por el acceso a los núcleos y a las instalaciones. También se agradece al Mtro. Genaro de la Rosa Rodríguez, y a la Licenciada Jael Abigail García Blanco por las facilidades prestadas para el desarrollo del proyecto.



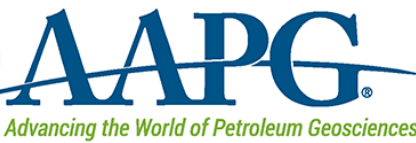
Por la financiación del proyecto PAPPIT-IN107422 “Ambiente de depósito y potencial generador de hidrocarburos de las sucesiones sedimentarias del Cenomaniano-Turoniano en el NE de México.

Dirección General de Asuntos
del Personal Académico



UNIL | Université de Lausanne

En particular al Dr. Thierry Adate del *Institute of Earth Surface Dynamics* por la realización de los análisis isotópicos de carbono y de pirólisis *Rock Eval*.



Por otorgar el Grants-in-Aid General Fund Grant 2022 y el Robert and Lynn Maby Memorial Grant 2023.



AGRADECIMIENTOS

A mi tutor, el Dr. Fernando Núñez Useche, por haberme impulsado a continuar con mis estudios de posgrado en la UNAM y permitido ser parte de su grupo de trabajo. Por compartir sus conocimientos, su tiempo, y su amistad durante la realización de este trabajo, y por instruirme correctamente durante todo este tiempo.

Al Dr. Juan Josué Enciso Cárdenas por abrirme las puertas del Centro de Investigaciones en Geociencias Aplicadas (CIGA) de la Universidad Autónoma de Coahuila (UAdeC), y apoyarnos con todos los experimentos y ensayos que debíamos hacer con los núcleos estudiados.

Al Mtro. Genaro de la Rosa Rodríguez por compartir sus conocimientos acerca de petrografía orgánica y ayudarnos con la caracterización de la materia orgánica presente en las muestras de estudio.

A todo el personal del CIGA, especialmente a la licenciada Jael García, por siempre estar dispuesto a colaborar con todas las tareas relacionadas con la elaboración de este trabajo de investigación.

A la Mtra. Nicté Andrea Gutiérrez Puente y a la Geóloga Andrea Lizeth Ospina Muñoz por su amistad y su apoyo para elaborar el marco bioestratigráfico de la secuencia estudiada.

A la Mtra. Geysler Fernández Cata por su instrucción respecto a la espectrometría de rayos gamma y sus recomendaciones referentes a varias etapas de esta investigación.

Al Ingeniero Geólogo Carlos Edmar Hernández Barreto por el apoyo en el trabajo de campo, la amistad, las risas, y los momentos vividos durante el desarrollo de este proyecto.

Al Dr. Edgar Juárez Arriaga por la preparación de las muestras para el análisis U-Pb en minerales del grupo del zircón y la asesoría para la interpretación de los datos.

Al Dr. Gabriel Chávez Cabello por sus consejos y charlas durante algunos trabajos conjuntos relevantes a este proyecto.

A la Dra. Teresa Pi Puig por su paciencia, orientación, calidez, y colaboración con los análisis de difracción de rayos X.

A la Mtra. Juanita Sierra Salamanca por ser mi amiga y compatriota incondicional a pesar de la distancia, y siempre estar presente cuando más lo necesité en una tierra extranjera.

A mis maestros, Alexander Correa-Metrío, Michelangelo Martini, Claudia Cristina Mendoza Rosales, Ricardo Barragán, Priyadarsi Roy, y Jesús Solé Viñas, por su esfuerzo para enseñarme a pesar de las dificultades traídas por la pandemia del COVID-19.

Al Coro Voces de la Tierra, especialmente a su director, Julio César Solís Antezana, y a sus integrantes, Erika Cedillo, Elizabeth Solleiro, Daisy Fernández, Dalia Alvarado, Sandra Vásquez, y Jesús Aceves, por ofrecerme un espacio en el cual podía escapar de la realidad y recordar viejos tiempos musicales.



A todos los Casicumbres por permitirme conocer un poco más de ese México Mágico que muchas veces pasamos por alto debido al ritmo de vida que trae consigo la megapólis de Ciudad de México. A Jennifer Cruz, Felipe García, y Daniela Panoaya por hacerme parte de su familia. A Tania Soria, Isela Uriza, María José Benitez, Estela Aparicio y Nazaria Morales por sus risas y calidez humana. A Adrián Monge y Víctor Nicolás por darme tantos consejos sobre montañismo y compartir la cima del Iztaccíhuatl. A Juan Carbajal por tantas charlas acerca de la historia de México. A todos ustedes por hacer de mi estancia algo inigualable.

A Verónica Medina, Eliza Díaz, Jesica Labrador, Carolina Morales, Alejandra Ontiveros, Gina Niembro y Manuel Ortega por seguir brindándome su amistad a pesar de los años.

Y a mi madre, Esperanza Bernal Sánchez, quien ha sido el pilar más importante de mi vida y quien me ha impulsado a seguir creciendo a pesar de que nos tengamos que separar por largas temporadas. ¡Todo esto es gracias a usted madre!



TABLA DE CONTENIDO

ÍNDICE DE FIGURAS	XI
ÍNDICE DE TABLAS	XIV
RESUMEN	XV
ABSTRACT	XVI
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
1.2. JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA	2
1.3. PREGUNTAS CIENTÍFICAS A RESPONDER	3
1.4. HIPÓTESIS	4
1.5. OBJETIVOS	4
1.5.1. Objetivo general	4
1.5.2. Objetivos específicos	4
2. EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO	6
2.1. EVENTO DEL CENOMANIANO INFERIOR	9
2.2. EVENTO DEL CENOMANIANO MEDIO	9
2.3. EVENTO ANÓXICO OCEÁNICO 2	11
2.4. EVENTO DEL TURONIANO TARDÍO–CONIACIANO	15
2.5. EVENTO ANÓXICO OCEÁNICO 3	16
2.6. REGISTROS DE LOS PRINCIPALES EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO DEL LAPSO CENOMANIANO–SANTONIANO EN ESTADOS UNIDOS Y MÉXICO	19
3. MARCO GEOLÓGICO	21
3.1. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE SABINAS	21
3.1.1. Etapa de colisión (Paleozoico–Triásico)	21
3.1.2. Etapa de rift (Triásico Superior–Calloviano)	22
3.1.3. Apertura del Golfo de México y subsidencia termal (Oxfordiano – Cenomaniano) 24	
3.1.4. Orogenia Laramide (Turoniano–Paleógeno)	26
3.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE SABINAS	27
4.1. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LOS NÚCLEOS IR-1 E IR-2	32
4.2. METODOLOGÍA	34
4.2.1. Caracterización del núcleo, recolección de muestras y medición de rayos de gamma 35	



4.2.2.	Análisis de laboratorio.....	36
4.2.3.	Integración y comparación de datos	42
5.	RESULTADOS.....	46
5.1.	CARACTERIZACIÓN DEL NÚCLEO.....	46
5.1.1.	Descripción sedimentológica	46
5.1.2.	Litofacies	50
5.2.	REGISTROS ESPECTRALES DE RAYOS GAMMA	61
5.3.	MICROFACIES TIPO	67
5.3.1.	MF1 – Packstone/Wackestone de calciesferas y roveacrinidos	67
5.3.2.	MF2 – Packstone/grainstone de pellets, peces y foraminíferos planctónicos	68
5.3.3.	MF3 – Wackestone de foraminíferos planctónicos y filamentos.....	69
5.3.4.	MF4 – Wackestone/Packstone de foraminíferos planctónicos, bivalvos y braquiópodos.....	70
5.4.	DETERMINACIONES PALEONTOLÓGICAS.....	71
5.5.	COMPOSICIÓN MINERAL.....	72
5.6.	COMPOSICIÓN QUÍMICA.....	73
5.6.1.	Elementos mayores	73
5.6.2.	Indicadores de condiciones redox.....	75
5.6.3.	Indicadores de productividad	76
5.6.4.	Indicadores de hidrotermalismo.....	77
5.6.5.	Análisis de componentes principales.....	80
5.7.	VARIACIONES ISOTÓPICAS DE CARBONO Y CONTENIDO DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL (TOC)	81
5.8.	FECHAMIENTO POR U-Pb	83
5.9.	REFLECTANCIA DE BITUMEN Y DE VITRINITA EQUIVALENTE	84
6.	DISCUSIÓN	85
6.1.	CORRELACIÓN DE RAYOS GAMMA	85
6.2.	SITIO DE DEPÓSITO	87
6.2.1.	Formación Buda	87
6.2.2.	Formación Eagle Ford inferior	88
6.2.3.	Formación Eagle Ford superior	89
6.2.3.	Formación Austin.....	93
6.3.	EDAD DE DEPÓSITO	94



6.4. IDENTIFICACIÓN DE LOS EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO DEL CENOMANIANO – SANTONIANO	96
6.4.1. Evento del Cenomaniano Inferior	96
6.4.2. Evento del Cenomaniano Medio	96
6.4.3. Evento Jukes-Browne	97
6.4.4. Evento de la Capa Amphidonte	97
6.4.5. Evento Anóxico Oceánico 2 y Evento Plenus Cold	98
6.4.6. Evento Round Down	100
6.4.7. Evento Pewsey	100
6.4.8. Evento del Turoniano Medio	101
6.4.9. Evento del Turoniano Tardío–Coniaciano	101
6.4.10. Evento Beeding	102
6.4.11. Evento Light Point	102
6.4.12. Evento East Cliff	102
6.4.13. Evento Anóxico Oceánico 3	103
6.5. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES	104
6.5.1. Indicadores paleoambientales derivados del Análisis de Componentes Principales (PCA) 104	
6.5.2. Formación Buda	105
6.5.3. Formación Eagle Ford inferior	106
6.5.4. Formación Eagle Ford superior	111
6.6. CARACTERIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA Y POTENCIAL COMO ROCA GENERADORA	114
7. CONCLUSIONES	119
8. REFERENCIAS	121



ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 2.1.	Correlación de los principales eventos de cambio global acelerado identificados en Europa (English Chalk) y el KWIS (Iona-1) 8
Figura 2.2.	Mapa paleogeográfico del Albiano tardío que muestra las diferentes localidades en las cuales se ha registrado el Evento del Cenomaniano Inferior (LCE) 9
Figura 2.3.	Mapa paleogeográfico del Cenomaniano que muestra las diferentes localidades en las cuales se ha registrado el Evento del Cenomaniano Medio (MCE) 10
Figura 2.4.	Mapa paleogeográfico del Cenomaniano–Turoniano que muestra las diferentes localidades en las cuales se han registrado el OAE2 y el Evento Plenus Cold (PCE) 12
Figura 2.5.	Mapa paleogeográfico del Turoniano que muestra las diferentes localidades en las cuales se ha registrado el Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE) 16
Figura 2.6.	Mapa paleogeográfico del Santoniano–Campaniano que muestra algunas localidades en las cuales se ha registrado el Evento Anóxico Oceánico 3 (OAE3) 17
Figura 3.1.	Reconstrucción paleogeográfica de México para el Jurásico Medio 23
Figura 3.2.	Reconstrucción paleogeográfica de México para el Cretácico Temprano 24
Figura 3.3.	Reconstrucción paleogeográfica de México para el Cretácico Superior 26
Figura 3.4.	Secuencia estratigráfica del Mesozoico en la Cuenca de Sabinas 28
Figura 4.1.	Ubicación de los núcleos IR-1 e IR-2 en la Cuenca de Sabinas 32
Figura 4.2.	Columnas estratigráficas de los núcleos IR-1 e IR-2 33
Figura 4.3.	Metodología aplicada en esta investigación para los análisis realizados sobre los núcleos IR-1 e IR-2 34
Figura 4.4.	Obtención de la señal de rayos gamma estándar 36
Figura 4.5.	Microscopio petrográfico Carl Zeiss Primotech utilizado para el análisis microscópico detallado del núcleo IR-1 37
Figura 4.6.	Difractómetro PANalytical EMPYREAN usado para la determinación semicuantitativa de la composición mineral del núcleo IR-1 38
Figura 4.7.	Equipo Rock Eval™ 6 utilizado para evaluar el potencial como roca generadora de la Formación Eagle Ford 39
Figura 4.8.	Microscopio óptico acoplado a un espectrómetro con luz monocromática ubicado en la Escuela Superior de Ingeniería de la UAdeC 40
Figura 4.9.	Espectrómetro de masas Perkin Elmer Sciex ELAN 6100 implementado para determinar la composición química del núcleo IR-1 41
Figura 4.10.	Espectrómetro de masas de relaciones isotópicas Thermo Finnigan Delta V Advantage utilizado para conocer la relación isotópica de C en materia orgánica de las muestras obtenidas del núcleo IR-1 41
Figura 4.11.	Espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente Thermo X Series II usado para la datación de bentonitas por U-Pb 42
Figura 5.1.	Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos de la Formación Buda 46
Figura 5.2.	Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos del miembro inferior de la Formación Eagle Ford 48



Figura 5.3.	Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos del miembro superior de la Formación Eagle Ford	49
Figura 5.4.	Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos de la Formación Austin	50
Figura 5.5.	Litofacies LB	51
Figura 5.6.	Litofacies M1	52
Figura 5.7.	Litofacies M2	53
Figura 5.8.	Litofacies L1	54
Figura 5.9.	Litofacies L2	55
Figura 5.10.	Litofacies L3	56
Figura 5.11.	Litofacies M/L	57
Figura 5.12.	Litofacies B	58
Figura 5.13.	Columna estratigráfica detallada del intervalo estudiado del núcleo IR-1	59
Figura 5.14.	Columna estratigráfica detallada del intervalo estudiado en el núcleo IR-2	60
Figura 5.15.	Valores de K (%), U (ppm), Th (ppm) y SGR (API) obtenidos para los núcleos IR-1 (A) e IR-2 (B)	62
Figura 5.16.	División petrofísica del núcleo IR-1 a partir del análisis de la media y la varianza móviles	63
Figura 5.17.	División petrofísica del núcleo IR-2 a partir del análisis de la media y la varianza móviles	64
Figura 5.18.	Correlación petrofísica de los núcleos IR-1 e IR-2	65
Figura 5.19.	Diagramas ternarios U-Th-K para los núcleos IR-1 e IR-2	66
Figura 5.20.	Abundancia relativa de aloquímicos determinada mediante el análisis petrográfico del núcleo IR-1.	67
Figura 5.21.	Microfacies tipo MF1	68
Figura 5.22.	Microfacies tipo MF2	69
Figura 5.23.	Microfacies tipo MF3	70
Figura 5.24.	Microfacies tipo MF4	71
Figura 5.25.	Fotomicrografías de los nanofósiles calcáreos identificados en los núcleos IR-1 e IR-2	72
Figura 5.26.	Mineralogía semicuantitativa del núcleo IR-1 obtenida mediante DRX	73
Figura 5.27.	Variaciones de la abundancia de elementos mayores y el CIA dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-1	74
Figura 5.28.	Variaciones de la concentración absoluta y del factor de enriquecimiento (EF) de U, V, Mo y Mn, y de la relación Ce/Ce* dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-1	76
Figura 5.29.	Variaciones de la concentración absoluta y del factor de enriquecimiento (EF) de Ni, Cu, Cd y Zn dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-1	77
Figura 5.30.	Variaciones de los indicadores de actividad hidrotermal (Co, Sc, Cr, Al/(Al+Fe+Mn), Cr/Th, Y/La) dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-1	78
Figura 5.31.	Variaciones de los indicadores de actividad hidrotermal (Co, Sc, Cr, Al/(Al+Fe+Mn), Cr/Th, Y/La) dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-2	79
Figura 5.32.	Análisis de componentes principales para diferentes parámetros geoquímicos en el núcleo IR-1.	80



Figura 5.33.	Variación de los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, TOC, Índice de Hidrógeno (HI), Índice de Oxígeno (OI) y $T_{\text{máx}}$ dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-1	72
Figura 5.34.	Imágenes de catodoluminiscencia de los circones analizados de la primera bentonita encontrada en la Formación Eagle Ford	83
Figura 5.36.	Diagramas de concordia y de densidades de Kernel usados para interpretar el conjunto de edades de los circones analizados de la primera bentonita encontrada en la Formación Eagle Ford	83
Figura 5.37.	Fotomicrografías de los bitúmenes identificados en los núcleos estudiados	84
Figura 6.1.	Correlación regional de la curva de rayos gamma total (SGR) entre los núcleos IR-1 e IR-2 y otros lugares de la Cuenca de Sabinas (Sección San Lucas) y la Plataforma Comanche en Texas (sección Lozier Canyon, núcleos Iona-1 e Innes-1)	86
Figura 6.2.	Ambiente de depositación de la Formación Buda	88
Figura 6.3.	Ambiente de depositación la formación Eagle Ford inferior	89
Figura 6.4.	Ambiente de depositación de la Formación Eagle Ford superior	90
Figura 6.5.	Edad definida para el intervalo estratigráfico de estudio en los núcleos IR-2 (A) e IR-1 (B)	95
Figura 6.6.	Identificación de los principales eventos de cambio global en el núcleo IR-1	98
Figura 6.7.	Identificación de los principales eventos de cambio global acelerado en el núcleo IR-2	99
Figura 6.8.	Correlación de los eventos de cambio global acelerado identificados en los núcleos IR-1 e IR-2 y otras sucesiones estratigráficas del mundo	104
Figura 6.9.	Condiciones paleoambientales de la Cuenca de Sabinas Sabinas durante la depositación de la Formación Eagle Ford determinadas a partir del análisis geoquímico del núcleo IR-1	107
Figura 6.10.	Variación de TOC en los sub-miembros definidos para la Formación Eagle Ford en los núcleos IR-1 e IR-2	115
Figura 6.11.	Diagramas para la determinación del tipo de kerógeno en el núcleo IR-1	116
Figura 6.12.	Diagramas para determinar la madurez termal de las muestras extraídas de la Formación Eagle Ford en del núcleo IR-1	116
Figura 6.13.	Reflectancia equivalente de la vitrinita y potencial generador de hidrocarburos del miembro inferior de la Formación Eagle Ford en los núcleos IR-1 e IR-2	117



ÍNDICE DE TABLAS

		Pág.
Tabla 5.1.	Subunidades petrofísicas identificadas en los miembros Inferior y Superior de la Formación Eagle Ford en los núcleos IR-1 e IR-2	65
Tabla 5.2.	Valores reflectancia de los bitúmenes 1 y 2 (RB1 y RB2) y reflectancia de vitrinita equivalente (R_{oEq-1} y R_{oEq-2}) de las muestras analizadas de los núcleos IR-1 e IR-2	84
Tabla 6.1.	Asociación entre las biozonas de foraminíferos planctónicos establecidas para el núcleo IR-2 y las subunidades petrofísicas determinadas mediante espectrometría de rayos gamma para ambos núcleos	94



RESUMEN

Los sedimentos ricos en materia orgánica de la Formación Eagle Ford fueron depositados durante el Cretácico Tardío en el sur del Mar Interior Occidental del Cretácico y el noreste del Mar Interior Mexicano. En la Cuenca de Sabinas y la Plataforma Burro-Peyotes fueron recuperados dos núcleos que contienen sedimentos de la Formación Eagle Ford y sus unidades limitantes (formaciones Buda y Austin). En este trabajo estos núcleos fueron estudiados usando un enfoque multi indicador que incluyó análisis sedimentológicos, petrofísicos, mineralógicos y geoquímicos, con el fin de establecer el sitio de depósito, las condiciones paleoambientales y los eventos de cambio global acelerado que tuvieron lugar en esta región durante el Cenomaniano–Santoniano.

La Formación Eagle Ford fue acumulada en un ambiente de pie de talud a cuenca profunda. Su depósito fue influenciado por diferentes procesos como sedimentación pelágica, corrientes de fondo, turbiditas, fallamiento sinsedimentario y licuefacción, los cuales dieron lugar a diferentes estructuras sedimentarias como laminación plano-paralela y convoluta, imbricación y superficies erosivas. En general, la parte inferior de esta unidad, dominada por mudstones laminados y ricos en materia orgánica, fue depositada bajo condiciones anóxicas y eutróficas, mientras que la parte superior, caracterizada por calizas bioturbadas, fue acumulada bajo condiciones oxigenadas y oligotróficas. La señal total de rayos gamma permitió identificar los miembros *Lozier Canyon*, *Antonio Creek*, *Scott Ranch* y *Langtry* en los que la Formación Eagle Ford ha sido dividida en Texas. Esto implica la continuidad lateral de las características litológicas y la señal de rayos gamma de la Formación Eagle Ford desde Texas hasta México. Los análisis bioestratigráficos y la geocronología U-Pb en zircones de bentonita sugieren que el intervalo comprendido entre la parte superior de la Formación Buda y la parte inferior de la Formación Austin se depositó durante el Cenomaniano inferior–Santoniano. El análisis de la curva de $\delta^{13}\text{C}$ permite inferir que el intervalo estudiado estuvo influenciado por la ocurrencia de 13 eventos de cambio global acelerado entre los que destacan el Evento del Cenomaniano Medio, el Evento Anóxico Oceánico 2, el Evento del Turoniano Tardío–Coniaciano, y el Evento Anóxico Oceánico 3. Los elementos traza sensibles a condiciones redox y a productividad indican que la mayoría de estos eventos se asociaron a condiciones deficientes de oxígeno y alta productividad marina. Sin embargo, condiciones oxigenadas y oligotróficas se establecieron durante la ocurrencia del *Plenus Cold Event*, el *Bridgewick Event* y el *Navigation Event*. El aumento de los valores de distintos indicadores de actividad hidrotermal sugiere que estos eventos posiblemente ocurrieron de forma contemporánea al emplazamiento de Grandes Provincias Ígneas como Caribe-Colombia y el Alto Ártico.

El alto contenido de carbono orgánico total del miembro *Lozier Canyon* de la Formación Eagle Ford sugiere que es la unidad con mayor potencial para la generación de hidrocarburos. Esto se debe a que fue depositado bajo un régimen anóxico que permitió la preservación de grandes cantidades de materia orgánica. Los datos de pirólisis Rock Eval y reflectancia equivalente de la vitrinita indican que la materia orgánica de la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas está sobremadura, pero en la Península Burro-Peyotes está principalmente madura.



ABSTRACT

Organic-rich sediments of the Eagle Ford Formation were deposited during Late Cretaceous in the southern portion of the Cretaceous Western Interior Seaway and the northeastern part of the Mexican Interior Basin. In the Sabinas Basin and the Burro-Peyotes Peninsula two cores of the Eagle Ford Formation and its bounding units (Buda and Austin Formations) were extracted. In this research these cores were analyzed using a multi-proxy approach that included sedimentological, petrophysical, mineralogical and geochemical analyses, with the aim of establishing the depositional site, the paleoenvironmental conditions and the episodes of accelerated global change that affected this region during the Cenomanian-Santonian interval.

The Eagle Ford Formation was accumulated in a toe of slope to deep basin setting. Its deposition was influenced by different processes such as pelagic sedimentation, bottom currents, turbidites, synsedimentary faulting, and liquefaction. This resulted in the formation of diverse sedimentary structures such as plane parallel and convolute lamination, imbrication and erosional surfaces. Overall, the lower part of this unit, dominated by laminated mudstones rich in organic matter, was deposited under anoxic and eutrophic conditions, while the upper part, characterized by bioturbated limestones, was accumulated under oxygenated and oligotrophic conditions. The total gamma ray signal allowed for the identification the Lozier Canyon, Antonio Creek, Scott Ranch y Langtry members, into which the Eagle Ford Formation has been divided in Texas. This implies the lateral continuity of the lithological characteristics and gamma ray signal of the Eagle Ford Formation from Texas to Mexico. Biostratigraphic analysis and U-Pb geochronology of zircons from bentonite suggest that the interval between the upper part of the Buda Formation and the lower part of the Austin Formation was deposited during the early Cenomanian–Santonian. The analysis of the $\delta^{13}\text{C}$ curve allows to infer that the studied interval was influenced by the occurrence of 13 events of accelerated global change. Notable among these are the Mid-Cenomanian Event, the Oceanic Anoxic Event 2, the Late Turonian-Coniacian Event, and the Oceanic Anoxic Event 3. Redox and productivity sensitive trace elements indicate that hat most of these events were associated with oxygen-depletion and high marine productivity. However, oxygenated and oligotrophic conditions were established during the occurrence of the Plenus Cold Event, the Bridgwick Event and the Navigation Event. Increases in the values of different indicators of hydrothermal activity suggest these events possibly occurred contemporaneously with the emplacement of Large Igneous Provinces such as the Caribbean-Colombian and the High Arctic.

The high total organic carbon content of the Lozier Canyon member of the Eagle Ford Formation suggests that it is the unit with the highest potential for the generation of hydrocarbons. This is because it was deposited under an anoxic regime that favored the preservation of large amounts of organic matter. The Rock-Eval pyrolysis and equivalent vitrinite reflectance data indicate that the organic matter of the Eagle Ford Formation in the Sabinas Basin is overmature, but in the Burro-Peyotes Peninsula, it is primarily mature.



1. INTRODUCCIÓN

El Cretácico fue un periodo durante el cual la concentración de CO₂ atmosférico volcánogénico tuvo aumentos intermitentes que provocaron diferentes eventos de cambio global acelerado que modificaron drásticamente el sistema litósfera-océano-atmósfera (Weissert & Erba, 2004; Föllmi et al., 2006; Méhay et al., 2009; Föllmi, 2012; Erba et al., 2015). Estos eventos trajeron consigo condiciones anóxicas que se extendieron en la masa de agua de fondo e intermedia de muchas cuencas oceánicas. Asimismo, también fueron establecidas condiciones eutróficas y de alta productividad en la superficie marina que permitieron el depósito y la preservación de sedimentos ricos en materia orgánica (Kędzierski et al., 2012; Nuñez-Useche et al., 2016; Charbonnier et al., 2018). En el hemisferio norte, las sucesiones del Cenomaniano–Santoniano registran distintos eventos de cambio global acelerado, tales como: (1) Evento del Cenomaniano Inferior, (2) Evento del Cenomaniano Medio (MCE), (3) Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE2), (4) Evento del Turoniano Tardío–Coniaciano (LTCE), y (5) Evento Anóxico Oceánico 3 (Jarvis et al., 2006; Eldrett et al., 2015). El más significativo de estos corresponde al OAE2, ocurrido durante el Cenomaniano tardío y caracterizado por una gran acumulación de sedimentos ricos en materia orgánica bajo condiciones principalmente disóxicas-euxínicas (Pearce et al., 2009, Raven et al., 2018). No obstante, recientemente se ha demostrado que durante este evento existieron intervalos de condiciones oxigenadas (Westermann et al., 2010; Bomou et al., 2013; Eldrett et al., 2014). Por ejemplo, al inicio de la excursión isotópica de carbono (CIE) característica del OAE2, que se ha detectado tanto en el carbonato como en la materia orgánica, existen dos picos isotópicos denominados “a” y “b”, entre los cuales ocurrió un descenso en los valores de la CIE, que coincide con una fase de enfriamiento. Este descenso en los valores isotópicos de carbono es parte de lo que ha sido denominado Evento Plenus Cold (Eldrett et al., 2014; Jenkyns et al., 2017; Heimhofer et al., 2018; O’connor et al., 2019). Por otra parte, el LTCE representa una sucesión de eventos isotópicos que muestran aumentos en la firma de $\delta^{13}\text{C}$ a finales del Turoniano. Este evento es definido por una etapa inicial y una etapa final dominadas por condiciones oligotróficas y descensos en la temperatura (eventos Bridgewick y Navigation), las cuales enmarcan una etapa intermedia de clima cálido y húmedo que favoreció el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica (evento Hicth Wood) (Voigt & Wiese, 2000; Jarvis et al., 2015; Colin-Rodríguez et al., 2023).

En la región sur del Mar Interior Occidental del Cretácico (KWIS) el registro del OAE2 y del LTCE ocurre en los sedimentos de la Formación Eagle Ford (Denne et al., 2014; Eldrett et al., 2014, 2015, 2017; Lowery et al., 2014; Minisini et al., 2018). Las condiciones climáticas y oceanográficas asociadas al KWIS antes de la ocurrencia del OAE2 fueron principalmente anóxicas y eutróficas, pero cuando este evento inició las condiciones cambiaron drásticamente a un régimen óxico y oligotrófico debido a la incursión de una masa de agua boreal dentro de este canal marino (Eldrett et al., 2014). Durante el LTCE, específicamente durante el evento Hitch Wood, los sedimentos depositados dentro del KWIS presentaron un incremento en el contenido carbono orgánico total (TOC) y en la concentración de elementos redox-sensibles, debido al establecimiento de condiciones anóxicas en el fondo marino (Eldrett et al., 2015).

La prolongación hacia el sur del KWIS en el noreste de México está representada por la Cuenca de Sabinas (Coahuila). El registro sedimentario de esta cuenca contiene los sedimentos del Cenomaniano–Turoniano de la Formación Eagle Ford (Eguiluz de Antuñano, 2001; Enciso-Cárdenas et al., 2021). Sin embargo, aunque esta formación es reportada en el noreste de México, el registro de los diferentes eventos de cambio global acelerado, y sus condiciones asociadas, no ha sido documentada rigurosamente, y solo se limita al OAE2 y al LTCE (Mesa-Rojas et al., 2021). Además,



la Formación Eagle Ford contiene cantidades importantes de hidrocarburos técnicamente recuperables (Energy Information Administration, 2015), pero para entender mejor su potencial como prospecto y reservorio aún se requiere de una mayor cantidad de estudios.

Recientemente, el Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas (CIGA) de la Universidad Autónoma de Coahuila (UAdeC) recuperó dos núcleos (IR-1 e IR-2) en la Cuenca de Sabinas, los cuales comprenden sedimentos de las formaciones Buda, Eagle Ford y Austin. Según algunos estudios, la Formación Buda fue depositada bajo condiciones oxigenadas, las cuales variaron a condiciones anóxicas durante el depósito de la parte inferior de la Formación Eagle Ford, para posteriormente regresar a condiciones oxigenadas durante el depósito de la parte superior de la Formación Eagle Ford y de la Formación Austin (De la Rosa, 2018; González-Negrete, 2019; Enciso-Cárdenas et al., 2021).

En este trabajo de investigación se llevó a cabo un estudio sedimentológico, petrofísico, petrográfico, mineralógico y geoquímico de los sedimentos contenidos en los núcleos IR-1 e IR-2. Estos análisis permitieron correlacionar la Formación Eagle Ford desde la Cuenca de Sabinas (México) hasta la Cuenca Maverick (Texas) con el fin de establecer la continuidad lateral de esta unidad. Por otra parte, fueron determinadas la posición estratigráfica y las condiciones climáticas y oceanográficas de diversos eventos de cambio global acelerado, como el MCE y el OAE2, que influyeron en el depósito de los sedimentos analizados. Además, gracias a la definición de biozonas de foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos, y la datación por U-Pb de zircones en bentonita, fue posible establecer la edad de la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas. Finalmente, el análisis del contenido, tipo y grado de madurez de la materia orgánica de la Formación Eagle Ford fue necesario para establecer el potencial generador de hidrocarburos de esta unidad en la Cuenca de Sabinas.

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los eventos de cambio global acelerado del Cretácico Superior han sido registrados en gran parte del hemisferio norte, principalmente en regiones asociadas al KWIS y el Océano Tetis. Sin embargo, la información respecto al registro y la caracterización de dichos eventos en México es escasa. De manera general, el OAE2 es uno de los eventos más estudiados en México, pero su registro se limita a menos de una decena de localidades repartidas en diferentes cuencas. Esto implica que no se tenga una visión regional de la ocurrencia de este evento, y de otros eventos del Cretácico Superior en el país.

Por otra parte, específicamente en la Cuenca de Sabinas se encuentran contenidos los sedimentos de la Formación Eagle Ford del Cenomaniano–Turoniano. Esta formación ha sido estudiada de manera detallada en el sur de Estados Unidos (Texas) debido a que posee un gran potencial como roca generadora y representa un importante reservorio de hidrocarburos no convencionales (Lock et al., 2010; Donovan et al., 2012; Ortega-Lucach et al., 2018). A pesar de su cercanía, en el noreste de México la caracterización sedimentológica, petrofísica, petrográfica y geoquímica de esta formación como prospecto petrolífero aún es muy limitado.

1.2. JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

A pesar del tiempo que ha sido dedicado a la investigación de los eventos de cambio global acelerado, las causas y efectos asociados a la ocurrencia de estos aún son tema de debate



(Westermann et al., 2010; Takashima, 2011; Bomou et al., 2013; Denne et al., 2014; Eldrett et al., 2014; Enciso-Cárdenas et al., 2021). Muchos de estos estudios se han enfocado en la caracterización de los eventos anóxicos oceánicos del Cretácico, como el OAE2, los cuales han sido reportados en diferentes localidades asociadas al KWIS y al Océano Tetis, pero que en el Mar Interior Mexicano y sus cuencas asociadas aún no han sido estudiados profundamente (Duque-Botero & Maurrasse, 2004; Duque-Botero et al., 2009; Núñez-Useche et al., 2016; Bomou et al., 2020; Colin-Rodríguez et al., 2022). En este sentido, el estudio de sucesiones sedimentarias en zonas ajenas al KWIS y el Océano Tetis resulta clave para perfeccionar los modelos propuestos con anterioridad. Para esto, es necesario tomar en cuenta la variabilidad geográfica y la complejidad de las causas y efectos asociados a la ocurrencia del OAE2 y otros eventos de cambio global acelerado.

Según lo anterior, la comprensión de los eventos de cambio climático global acelerado del Cenomaniano–Santoniano en el noreste de México (específicamente en la Cuenca de Sabinas) permitirá entender la influencia de los eventos de cambio climático global acelerado en las condiciones paleoambientales de este intervalo de tiempo en el norte de México. También, se podrán determinar los mecanismos detonantes de estos eventos y comprender la evolución de la masa de agua del Mar Interior Mexicano durante la existencia de los mismos.

Por último, la ocurrencia de dichos eventos está relacionada con el depósito de diferentes rocas generadoras de hidrocarburos alrededor del mundo. Por ejemplo, en México han sido detectados diversos *plays* en el noreste de México con un gran potencial para la extracción de aceite y gas y cuyo depósito coincidió con la ocurrencia del OAE2 (Comisión Nacional de Hidrocarburos, s.f.). Lo anterior permite inferir que los sedimentos depositados durante el lapso Cenomaniano–Turoniano en el noreste de México tienen un gran potencial como roca generadora debido a la continuidad lateral que presentan desde el suroeste de Texas, donde la Formación Eagle Ford produjo 1 000 millones de pies cúbicos de gas y 52 millones de barriles de crudo en el 2023 (Texas Railroad Commission, 2023). Esto resulta ser de suma importancia para el desarrollo económico de México donde más del 90% de la energía es obtenida de combustibles fósiles (EIA, 2015).

1.3. PREGUNTAS CIENTÍFICAS A RESPONDER

Este estudio está enfocado en registrar los diferentes eventos de cambio global acelerado que influyeron en la depositación de los sedimentos del Cretácico Superior de la Cuenca de Sabinas, por lo cual es necesario dar respuesta a las siguientes preguntas científicas.

- ¿Cuáles fueron los mecanismos detonadores que permitieron el desarrollo de los diferentes eventos de cambio global acelerado en la Cuenca de Sabinas durante el Cretácico Tardío?
- ¿Cuáles fueron las condiciones paleoambientales dadas en la Cuenca de Sabinas durante la ocurrencia de los diferentes eventos de cambio global acelerado del Cretácico Tardío?
- ¿Cuáles fueron los mecanismos involucrados en la preservación de la materia orgánica en la Formación Eagle Ford?
- ¿Existen anomalías geoquímicas que corroboren la influencia del emplazamiento de las Grandes Provincias Ígneas en el desarrollo del OAE2 y otros eventos del mismo tipo?



- ¿Cuál es el potencial generador de hidrocarburos de la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas?
-
- ¿Existe una continuidad lateral en las facies y la señal de rayos gamma espectrométrica de la Formación Eagle Ford que vaya desde Texas hasta el noreste de México?

1.4. HIPÓTESIS

- Los sedimentos acumulados durante el Cretácico Tardío en la Cuenca de Sabinas estuvieron influenciados por diversos factores ambientales de carácter local, regional y global (grado de intemperismo continental, actividad volcánica, variaciones en el nivel mar, circulación oceánica, entre otros). Las características propias de estos factores pueden ser evidenciadas mediante el análisis sedimentológico, petrográfico, mineralógico y geoquímico de los sedimentos en cuestión. Esto permite definir la evolución de las condiciones paleoambientales que tuvieron lugar en la cuenca, particularmente durante la ocurrencia de algunos eventos de cambio global acelerado como el OAE2.
- Las condiciones paleoambientales en la Cuenca de Sabinas durante el Cretácico Tardío fueron controladas por factores regionales (incursión de aguas boreales y orogénesis) y globales (eventos de cambio global acelerado). Estos factores causaron el aumento en la tasa de producción y preservación de sedimentos ricos en materia orgánica observado en los sedimentos de la Formación Eagle Ford desde Texas hasta el noreste de México.
- Estudios recientes realizados en Texas (Estados Unidos) y México demuestran que, contrario a lo establecido con anterioridad, las condiciones redox durante el OAE2 no fueron totalmente anóxicas, sino que existieron algunos episodios de oxigenación debido a la incursión de aguas boreales en regiones subtropicales a tropicales, como ocurrió en el KWIS. De acuerdo a lo anterior, es posible afirmar que esta oxigenación de la masa de agua también afectó a los sedimentos depositados en la Cuenca de Sabinas durante la ocurrencia de dicho evento.

1.5. OBJETIVOS

1.5.1. Objetivo general

Entender las condiciones climáticas y oceanográficas que tuvieron lugar en la Cuenca de Sabinas durante el Cenomaniano–Santoniano a partir del análisis sedimentológico, petrofísico, petrográfico, mineralógico y geoquímico de la Formación Eagle Ford.

1.5.2. Objetivos específicos

- Determinar la continuidad lateral de las facies y la señal espectrométrica de rayos gamma de la Formación Eagle Ford en el noreste de México y el suroccidente de Texas mediante la espectrometría de rayos gamma.
- Registrar los diferentes eventos de cambio global acelerado y las condiciones paleoambientales que afectaron los procesos de sedimentación en la Cuenca de Sabinas durante el Cenomaniano–Santoniano, a través del análisis isotópico de carbono en la materia orgánica y el de la composición química de los sedimentos de la Formación Eagle Ford.



- Establecer los agentes detonadores de los eventos de cambio global acelerado que ocurriendo durante el Cenomaniano–Santoniano en la Cuenca de Sabinas, mediante diferentes análisis geoquímicos.
- Evaluar el potencial como roca generadora de la Formación Eagle Ford en el noreste de México, a través de los análisis de pirólisis Rock Eval y reflectancia de la vitrinita.



2. EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO

Durante el Fanerozoico tuvieron lugar distintos episodios que favorecieron el depósito de sedimentos marinos ricos en materia orgánica bajo condiciones oceanográficas y climáticas globales extremas (van Helmond et al., 2014; Prauss, 2015; Lowery et al., 2017; Sweere et al., 2018). Específicamente para el Mesozoico, dichos episodios resultaron en la acumulación de sedimentos generalmente caracterizados por el enriquecimiento en carbono orgánico, una fábrica laminada y disminución en la abundancia de fauna bentónica (van Helmond et al., 2014; Lowery et al., 2017; Sweere et al., 2018). Dichas características son interpretadas como la evidencia de un aumento drástico en la producción marina primaria y/o en la preservación de materia orgánica debido a la existencia de condiciones disóxicas-euxínicas en el fondo marino, los márgenes continentales y los mares epicontinentales (Jarvis et al., 2011; van Helmond et al., 2014; Lowery et al., 2017).

Durante el Fanerozoico tuvieron lugar distintos eventos de cambio global acelerado que marcaron de forma única la evolución del planeta. Particularmente durante el Cretácico, último periodo de la era Mesozoica, estos eventos causaron perturbaciones significativas en el sistema litosfera-océano-atmósfera, siendo los denominados Eventos Anóxicos Oceánicos (OAE) los más significativos. Estos eventos tuvieron una duración usualmente menor a 1 millón de años y ocurrieron de manera casi sincrónica en todas las cuencas oceánicas del mundo (Schlanger & Jenkyns, 1976; Arthur & Schlanger, 1979; Jenkyns, 1980; Arthur et al., 1987, 1990; Sliter et al., 1993; Erbacher et al., 1996; Bralower et al., 1999; Jones & Jenkyns, 2001; Haq, 2009; Jenkyns, 2010; Cohen et al., 2013; Haq, 2014; Bergman et al., 2021; Pohl et al., 2022). Estos eventos estuvieron caracterizados por provocar grandes cambios en: (1) los ciclos biogeoquímicos de diversos elementos; (2) el comportamiento de la productividad marina; (3) la abundancia, diversidad y evolución de diferentes especies; (4) la tasa de acumulación de sedimentos ricos en materia orgánica; y (5) los patrones oceanográficos globales (Schlanger & Jenkyns, 1976; Arthur & Schlanger, 1979; Menegati et al., 1998; Jarvis et al., 2006; Pearce et al., 2009; Barclay et al., 2010; Jenkyns et al., 2010; Jarvis et al., 2011; Föllmi, 2012; Kędzierski et al., 2012; Meyers, 2012; Monteiro et al., 2012; Baudin et al., 2014; Sachse et al., 2014; van Helmond et al., 2014; Eldrett et al., 2015; Erba et al., 2015; Prauss, 2015; Núñez-Useche, 2016; Eldrett et al., 2017; Kuhnt et al., 2017; Lowery et al., 2017; Charbonnier et al., 2018; Socorro et al., 2019; Gambacorta et al., 2020; Mansour et al., 2020; Núñez-Useche et al., 2020).

La génesis de los OAE del Cretácico está relacionada con el emplazamiento de Grandes Provincias Ígneas (LIP) y altas tasas de expansión del suelo oceánico, y también estuvo asociada con aumentos del nivel del mar, calentamiento del clima global, estratificación de la columna de agua, y cambios en las masas de agua profundas y superficiales (Rey et al., 2004; Jarvis et al., 2011; Monteiro et al., 2012). La actividad volcánica incrementada trajo consigo la desgasificación de volátiles, provocando un aumento en las concentraciones de CO₂ atmosférico hasta 5 veces mayor que los niveles preindustriales. Los altos valores de CO₂ y los climas cálidos redujeron el gradiente térmico entre el ecuador y las regiones polares, incrementaron el intemperismo continental y la entrada de nutrientes fluviales a las cuencas oceánicas, y permitieron una reducción de los niveles de oxígeno en la atmósfera y el océano. Es probable que el incremento en la disponibilidad de nutrientes y las corrientes de *upwelling* intensificadas (particularmente en cuencas restringidas empobrecidas en oxígeno, con débil circulación) hayan provocado en los océanos períodos de anoxia de fondo y condiciones locales euxínicas. Estas condiciones favorecieron la preservación de la materia orgánica. Además, la liberación de metales traza y azufre, asociada al vulcanismo masivo, pudo incrementar la productividad marina y facilitar la remineralización del carbono, lo cual incrementó las tasas globales de producción primaria marina (Jenkyns et al., 2010; Jarvis et al., 2011). Otra explicación



plausible para la génesis de los OAE, y de otros eventos de cambio global acelerado del Cretácico, es la inyección masiva de carbono isotópicamente ligero debido a una perturbación en el ciclo marino y terrestre de este elemento. Dicha perturbación, dada por la liberación de carbono ligero a partir de sedimentos ricos en materia orgánica calentados por la intrusión de magma caliente o tectonismo, habría permitido la ocurrencia de una anoxia extendida y acidificación del océano. La distintiva excursión isotópica negativa relacionada con la desgasificación de CO₂ volcánogénico empobrecido en ¹³C, a menudo precede los cambios isotópicos positivos de carbono en la parte más temprana de estos eventos de cambio global acelerado (Jenkyns et al., 2010; Polteau et al., 2016; Kuhnt et al., 2017).

Algunos de los eventos de cambio global acelerado que ocurrieron durante el Cretácico Tardío fueron: (1) Evento del Cenomaniano Medio (MCE); (2) Evento de Quiebre P/B; (3) Segundo Evento del Cenomaniano Medio; (4) Evento Jukes-Brownie; (5) Evento de la Capa Amphidonte; (6) Evento Monument; (7) Evento del Límite Cenomaniano–Turoniano o Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE2); (8) Evento Holywell; (9) Evento Lulworth; (10) Evento Round Down; (11) Evento Low-woollgari; (12) Evento Glynde; (13) Evento Pewsey; (14) Eventos Inferior y Superior de Sotherham; (15) Evento Caburn; (16) Evento Bridgewick; (17) Evento Hitch Wood; (18) Evento Navigation del Límite Turoniano–Coniaciano; (19) Evento Beeding; (20) Evento Light Point; (21) Evento East Cliff; (22) Evento White Fall; (23) Evento Kingsdown; (24) Evento Michel Dean; (25) Evento Bedwell; (26) Evento Haven Brow; (27) Evento Horseshoe Bay; (28) Evento Buckle; (29) Evento Hawks Brow; (30) Evento Foreness; (31) Evento del Límite Santoniano–Campaniano (Figura 2.1) (Jarvis et al., 2006).

Particularmente, los sedimentos depositados durante la existencia de condiciones disóxicas-euxínicas, asociadas a eventos de cambios global acelerado, están representados principalmente por lutitas negras que presentan excursiones isotópicas de carbono (CIE) positivas y/o negativas. Estas CIE son producto de la liberación abrupta de CO₂ isotópicamente ligero o el enterramiento de grandes cantidades de carbono orgánico. La extensión geográfica de estos eventos y los cambios abruptos en la firma de $\delta^{13}\text{C}$ registrados en diferentes sitios alrededor del mundo establecen que estos eventos perturbaron el ciclo global del carbono (Jenkyns et al., 2010; Jarvis et al., 2011; van Helmond et al., 2014; Prauss, 2015; Kuhnt et al., 2017; Lowery et al., 2017).

El origen de la materia orgánica preservada durante los OAE, y otros eventos de cambio global acelerado, está asociado a la alta actividad orgánica en la zona fótica y a modificaciones en los ciclos biogeoquímicos asociados (Prauss, 2015). Sin embargo, a pesar de su nombre, los OAE no fueron períodos de total anoxia y depositación uniforme de lutitas negras. La respuesta dada en cada cuenca, con respecto a la influencia de las fuerzas globales durante el depósito de lutitas negras, ha revelado que la depositación de lutitas negras no siempre fue sincrónica durante los OAE. Es por esta razón que la identificación de los OAE ha sido mundialmente aceptada como la identificación de grandes CIE, ya sean positivas o negativas. Sin embargo, existen numerosas CIE en el registro geológico que no son consideradas como OAE ya que no están asociadas a la depositación extendida de lutitas negras. En este orden de ideas, los OAE son definidos como una CIE acompañada por la evidencia de una anoxia marina extendida (Monteiro et al., 2012; Lowery et al., 2017). Según lo anterior, algunos autores han estipulado tres criterios para establecer la existencia de un OAE: (1) existencia geográficamente amplia de estratos ricos en materia orgánica; (2) correlación temporal para que los estratos correspondan a un solo evento suprarregional; y (3) una CIE significativa (Wagreich, 2012; Sachse et al., 2014).

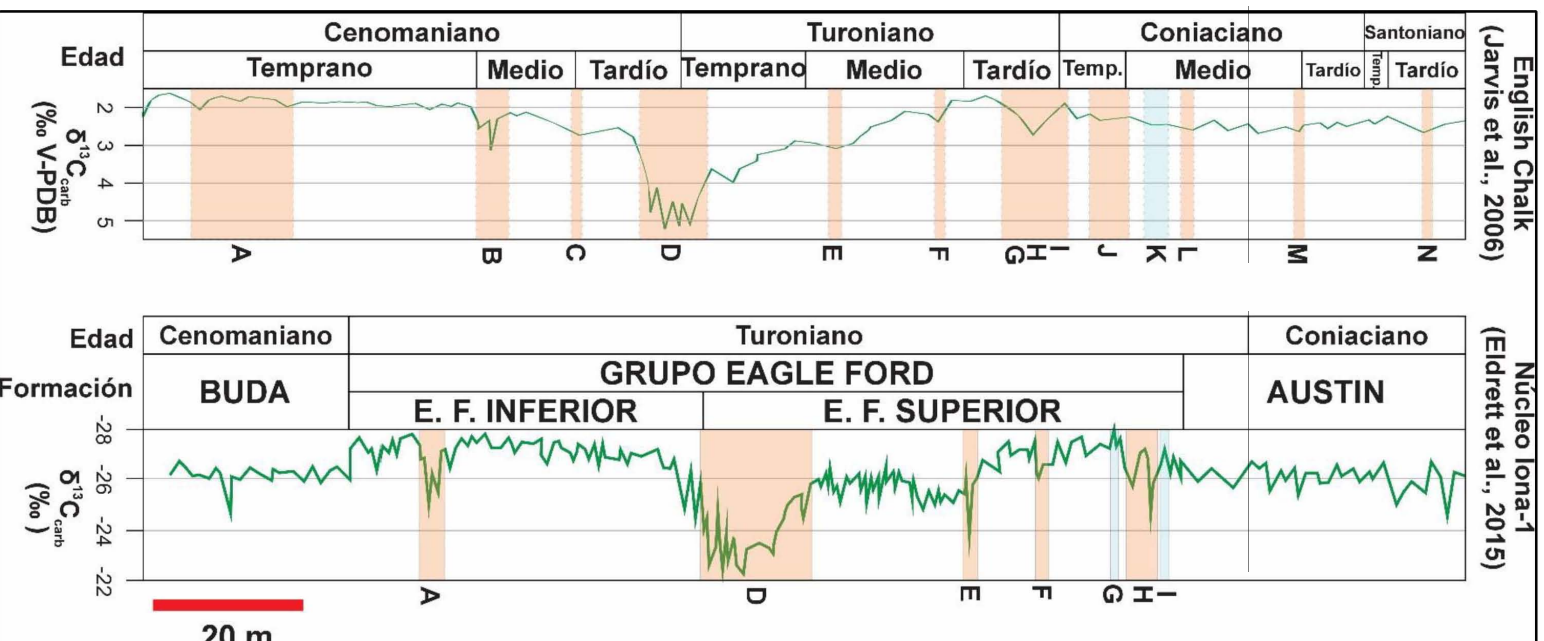


Figura 2.1. Correlación de los principales eventos de cambio global acelerado identificados en Europa (English Chalk) y el KMWIS (Iona-1). Las franjas salmón indican la ocurrencia de CIE positivas, mientras que las franjas azules muestran la presencia de CIE negativas. La barra roja de escala (20 m) solo aplica para el núcleo Iona-1. A: Evento del Cenomaniano Inferior. B: Evento del Cenomaniano Medio. C: Evento Jukes-Browne. D: Evento Anóxico Océanico 2. E: Evento Round Down. F: Evento Pewsey. G: Evento Bridgwick. H: Evento Hitch Wood. I: Evento Navigation. J: Evento Light Point. K: Evento East Cliff. L: Evento White Fall. M: Evento Kingsdown. N: Evento Horseshoe Bay.

2.1. EVENTO DEL CENOMANIANO INFERIOR

El Evento del Cenomaniano Inferior (LCE) ha sido asociado a un episodio de profundización de diferentes cuencas marinas que ocurrió durante el lapso Albiano tardío/Cenomaniano temprano, el cual permitió la depositación de lutitas calcáreas ricas en materia orgánica (Koutsoukos et al., 1991). Este evento es identificado por la ocurrencia de 3 picos significativos en la curva de $\delta^{13}\text{C}$ durante el Cenomaniano temprano en diferentes localidades de los océanos Proto-Atlántico y Tetis (Figura 2.2). Dichos picos presentan amplitudes entre 0.2 y 0.5‰ y ocurren justo después de que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ decaen drásticamente luego de un lapso de valores relativamente constante (Mitchell et al., 1996; Jarvis et al., 2006). Este evento puede ser confundido con el Evento del Cenomaniano Medio (MCE) que ha sido estudiado con mayor detalle; sin embargo, pueden ser diferenciado con la ayuda de datos bioestratigráficos de nanofósiles calcáreos ya que el LCE está ubicado en las partes más superior de UC1 y más inferior de UC2 (Bornemann et al., 2017).

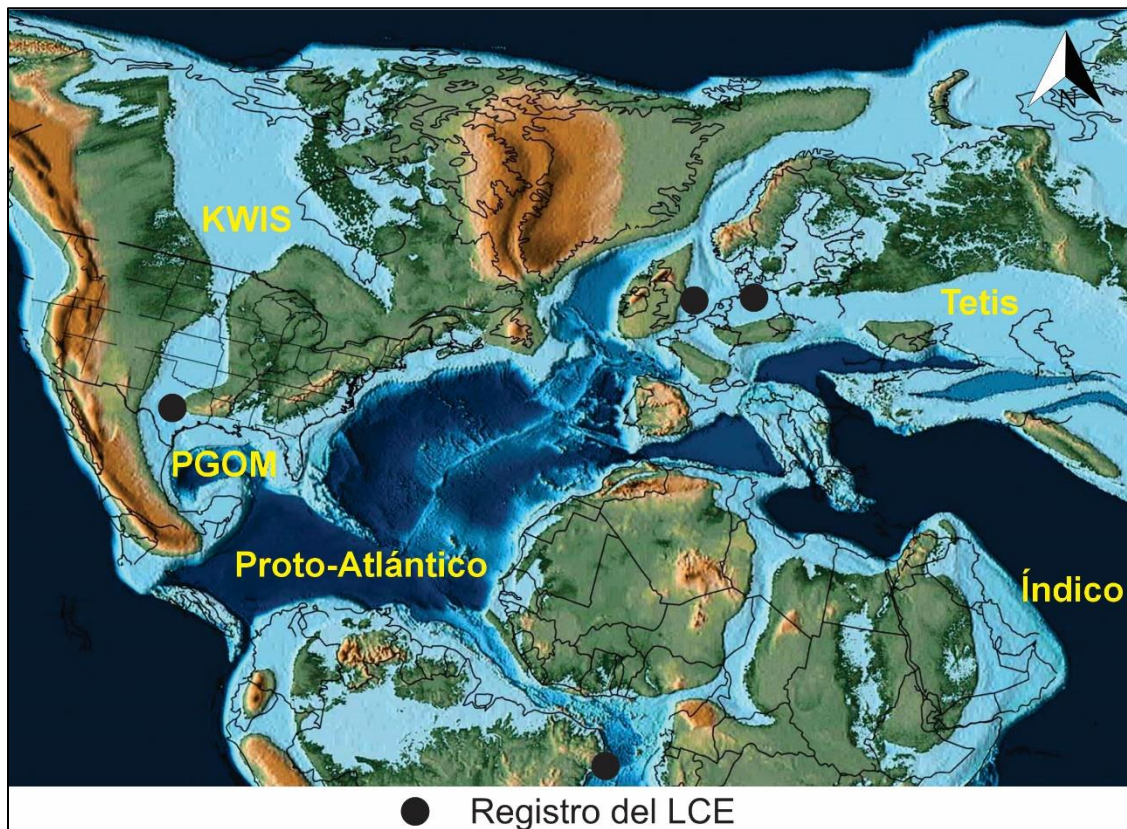


Figura 2.2. Mapa paleogeográfico del Albiano tardío que muestra las diferentes localidades en las cuales se ha registrado el Evento del Cenomaniano Inferior (LCE). Basado en Koutsoukos et al. (1991), Scotese (2016), Bornemann et al. (2017), Berensmeier et al. (2018), y Al-Husseini (2021).

2.2. EVENTO DEL CENOMANIANO MEDIO

El MCE representa una importante perturbación del ciclo del carbono que ocurrió hace 96 Ma y tuvo una duración aproximada de 200 mil años (Paul et al., 1994; Cocconi & Galeotti, 2003; Sageman et al., 2006). Este evento, con una CIE característica de 1‰ registrada en diversos lugares del mundo, fue producto de la combinación de un descenso del nivel del mar seguido de un aumento súbito, lo cual dio lugar a un período de alta productividad marina y un excesivo enterramiento de carbono en los sedimentos (Paul et al., 1996; Wilmsen, 2003; Jenkyns et al., 2010).

El MCE estuvo acompañado por procesos de desoxigenación local, migración de fauna boreal hacia mares epicontinentales de latitudes medias, y enfriamiento transitorio (Paul et al., 1994; Gale & Christensen, 1996; Paul et al., 1996; Coccioni & Galeotti, 2003; Voigt et al., 2004; van Helmond et al., 2014). Este evento parece ser precursor del OAE2, e incluso podría ser calificado como un “OAE” (Erbacher et al., 1996). Sin embargo, el MCE solo ha sido reportado en algunas localidades de latitudes medias de Europa pertenecientes a los reinos Boreal (Inglaterra, Francia, Alemania), del Tetis (Italia, España), del Atlántico Norte y del KWIS (Figura 2.3) (p. e. Ernst et al., 1983; Paul et al., 1994; Mitchell and Carr, 1998; Coccioni and Galeotti, 2003; Wilmsen, 2003).

Los cambios biogeoquímicos registrados para el MCE tuvieron lugar debido a una importante reorganización ambiental de las aguas marinas superficiales y las aguas oceánicas profundas, tal y como indican las variaciones en las asociaciones de organismos planctónicos y bentónicos, respectivamente. Particularmente, el incremento en la proporción de especies oportunistas de foraminíferos planctónicos indica que condiciones más eutróficas fueron establecidas durante la ocurrencia del MCE. Además, el descenso en la abundancia de foraminíferos bentónicos sugiere que el MCE estuvo asociado con un decaimiento en la tasa de ventilación del suelo marino, al menos en el Tetis Occidental (Coccioni & Galeotti, 2003). Registros bióticos y sedimentológicos de localidades del Tetis muestran que el MCE representó un punto de cambio en la evolución climática y oceanográfica de la última parte del Cretácico medio (Coccioni & Galeotti, 2003; Friedrich et al., 2009).

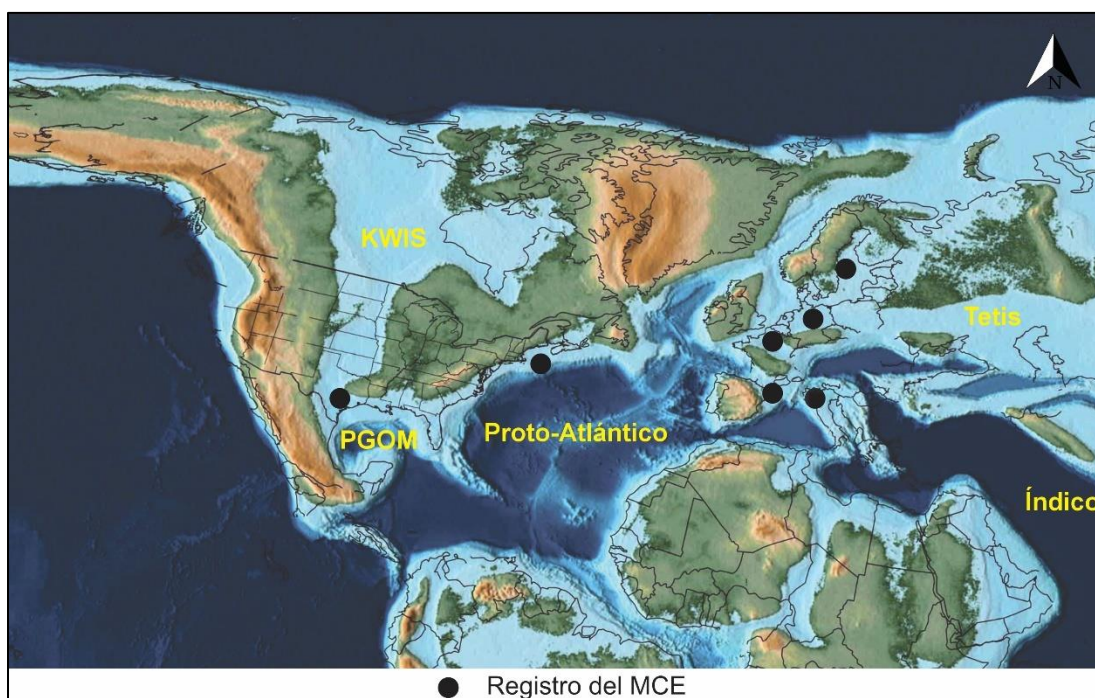


Figura 2.3. Mapa paleogeográfico del Cenomaniano que muestra las diferentes localidades en las cuales se ha registrado el Evento del Cenomaniano Medio (MCE). Basado en Ernst et al. (1983), Paul et al. (1994), Mitchell & Carr (1998), Coccioni & Galeotti (2003), Wilmsen (2003), Gale et al. (2008), Joo & Sageman (2014), Scotese (2016), Scaife et al. (2017), y Ma et al. (2022).

El enterramiento incrementado de carbono orgánico durante el MCE pudo haber provocado una disminución en los niveles de CO_2 atmosférico y, consecuentemente, un enfriamiento del clima suprarregional. Este enfriamiento representó una caída de 2°C y coincide con un aumento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ analizados en sucesiones de los mares epicontinentales de Europa y el Atlántico



Norte (Zheng et al., 2016). Los datos de isótopos de oxígeno obtenidos a partir de braquiópodos indican un enfriamiento de 2 °C en los mares de Europa durante el MCE, y los datos isotópicos de oxígeno de foraminíferos planctónicos y bentónicos del Océano Atlántico indican un descenso de 3 °C (Huber et al., 2002). Este enfriamiento del océano pudo provocar la ocurrencia de dos eventos de invasión de fauna boreal durante el MCE (Zheng et al., 2016). Por ejemplo, en Europa Occidental, los belemnites y bivalvos boreales migraron hacia el sur durante el MCE, indicando dos pulsos de enfriamiento durante este evento (Paul et al., 1994; Gale and Christensen, 1996; Wilmsen, 2003). La primera de dichas incursiones hacia el sur ocurrió en el inicio de la CIE y está relacionada con el bivalvo *Lyropecten arlesiensis*, mientras que la segunda sucedió durante el pico de $\delta^{13}\text{C}$ y está relacionada con la incursión del belemnite *Praeactinocamax primus* (Ernst et al., 1983; Paul et al., 1994; Gale, 1995).

Durante el MCE la depositación de lutitas negras no fue muy extendida (Jenkyns et al., 1994); sin embargo, algunos autores han determinado que las facies ricas en materia orgánica del Cenomaniano medio ocurrieron en gran parte del Atlántico Norte (Cool, 1982; Arthur & Dean, 1986; Summerhayes, 1987; Friedrich et al., 2009). Además, en la parte occidental del Tetis disminuyó el número de especies y la densidad faunística de foraminíferos bentónicos, indicando que el suelo marino se convirtió en un ambiente disóxico (Coccioni et al., 1995). Las asociaciones de radiolarios del Tetis Occidental y Atlántico Norte muestran una extinción del 26% de todas las especies durante el MCE, seguido de un descenso gradual hasta las extinciones del OAE2 (Erbacher et al., 1996; Erbacher & Thurow, 1997). Al inicio del MCE también ocurrió un descenso en la abundancia y la diversidad de los foraminíferos bentónicos del Tetis, indicando un ambiente donde las aguas profundas gradualmente se volvieron disóxicas (Coccioni et al., 1995). Simultáneamente, las variaciones identificadas en las asociaciones de foraminíferos planctónicos implican un cambio hacia ambientes con aguas superficiales más eutróficas (Premoli Silva & Sliter, 1994, 1999; Leckie et al., 2002).

A pesar de tener una extensión regional bastante amplia, el aumento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ durante el MCE estuvo acompañado por la depositación de sedimentos ricos en materia orgánica únicamente en el Atlántico Norte (Cool, 1982; Arthur & Dean, 1986; Summerhayes, 1987; Jenkyns et al., 1994) y la trinchera Vocontiana (Gale, 1995). Otras sucesiones estratigráficas muestran un cambio litológico distintivo durante el MCE, como ocurre en la Cuenca Umbria-Marche (Italia) y en Inglaterra (Jenkyns et al., 1994; Coccioni & Galeotti, 2003). Es por esto que el MCE está marcado por un cambio litológico hacia sedimentos más oscuros, aunque no presenten un incremento en el contenido de materia orgánica (Friedrich et al., 2009).

Por último, el descenso en los niveles de oxígeno de las aguas de fondo continuó una vez concluyó el MCE, lo cual resultó en cuencas oceánicas dominadas por condiciones anóxicas a disóxicas. Esto provocó que las condiciones ambientales previas al OAE2 también fueran empobrecidas en oxígeno (Friedrich et al., 2006).

2.3. EVENTO ANÓXICO OCEÁNICO 2

El Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE2), o Evento Bonarelli del límite Cenomaniano–Turoniano, tuvo una duración aproximada de 400–900 mil años. Este representó una de las más grandes perturbaciones al ciclo global del carbono durante el Fanerozoico, siendo el trastorno ambiental más significativo del Cretácico Tardío (Schlanger & Jenkyns, 1976; Barclay et al., 2010; Monteiro et al., 2012; van Helmond et al., 2014; Lowery et al., 2014; Prauss, 2015; Tessin et al., 2016; Jenkyns et

al., 2017; Heimhofer et al., 2018; Reed Raven et al., 2018; O'Connor et al., 2019; Percival et al., 2020; Falzoni & Petrizzo, 2021). La génesis del OAE2 estuvo relacionada con una gran liberación de gases de efecto invernadero que provocó un aumento en los niveles de CO₂ atmosférico y en el arribo de micronutrientes al sistema océano-atmósfera, además de una reducción en el suplemento de oxígeno al océano profundo. Este incremento fue detonado por la ocurrencia de un episodio magmático masivo que precedió al OAE2, tratándose probablemente del emplazamiento submarino de las LIP Caribe-Colombia y Madagascar (Barclay et al., 2010; Monteiro et al., 2012; van Helmond et al., 2014; Lowery et al., 2014; Lowery et al., 2017; Percival et al., 2020; Falzoni & Petrizzo, 2021).

Los altos niveles de CO₂ permitieron que al inicio del OAE2 ocurriera un incremento en la temperatura global, alta productividad marina, preservación de materia orgánica, tasas aumentadas de meteorización química, un ciclo hidrológico acelerado, expansión de la anoxia marina, enterramiento incrementado de carbono en sedimentos marinos, y el aporte de grandes cantidades de fósforo al océano (Barclay et al., 2010; Jarvis et al., 2011; Monteiro et al., 2012; van Helmond et al., 2014; Lowery et al., 2014; Lowery et al., 2017; O'Connor et al., 2019; Percival et al., 2020; Falzoni & Petrizzo, 2021).

La anoxia del suelo marino durante el OAE2, ya establecida previamente en el Proto-Atlántico Norte, se expandió a los océanos Atlántico Sur, Índico, Tetis Suroccidental y, probablemente, Pacífico Ecuatorial; tal y como indica la existencia de lutitas negras laminadas y la baja abundancia de foraminíferos bentónicos en estas regiones (Figura 2.4) (Monteiro et al., 2012; Sachse et al., 2014; Jenkyns et al., 2017; Heimhofer et al., 2018; O'Connor et al., 2019).

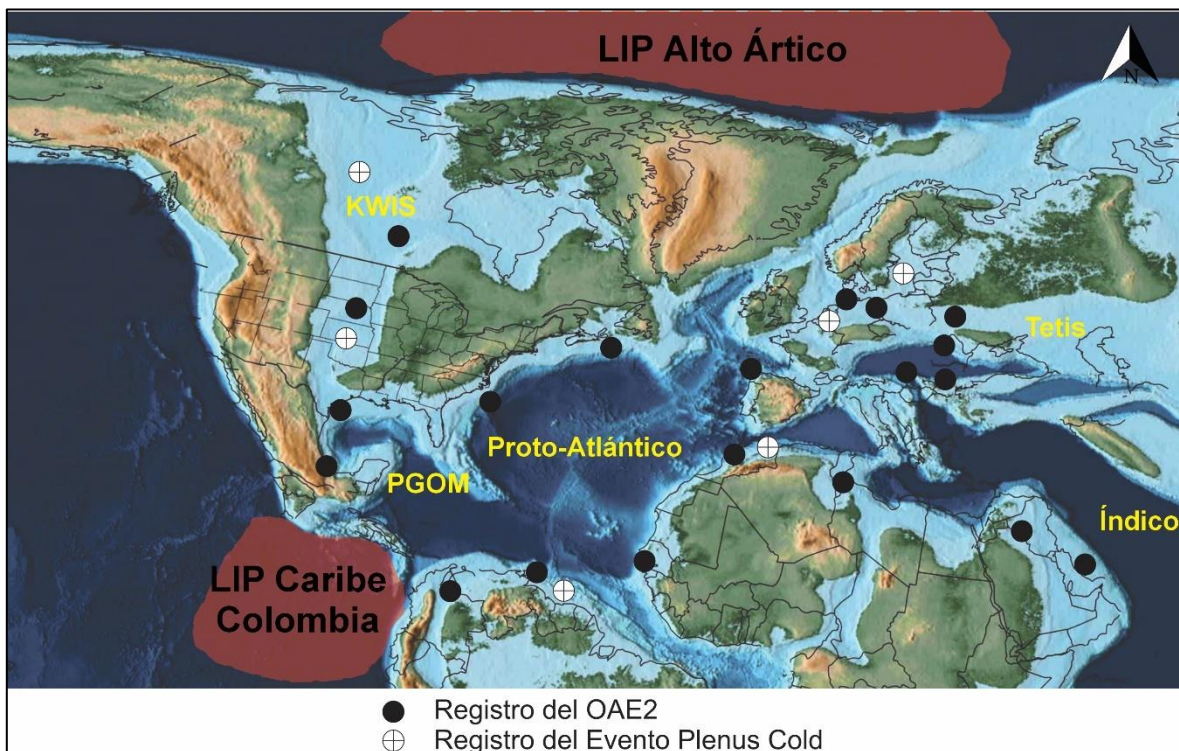


Figura 2.4. Mapa paleogeográfico del Cenomaniano–Turoniano que muestra las diferentes localidades en las cuales se han registrado el OAE2 y el Evento Plenus Cold (PCE). Basado en Eldrett et al. (2014) y Scotese (2016).

Las reconstrucciones de CO₂ atmosférico sugieren altas concentraciones antes del OAE2 y, en sus inicios, el rango de concentraciones estuvo entre 500 y 3300 ppm. Las reconstrucciones de la SST



indican un fuerte calentamiento durante el OAE2, tanto así que este evento marca el inicio de una fase extrema en la SST conocida como el Máximo Térmico del Cretácico. Durante este intervalo, la SST aumento 5 °C alcanzando 33–42 °C en latitudes medias y tropicales, y más de 20 °C en el Ártico. Justo después del inicio del OAE2, las concentraciones de CO₂ parecen haber decaído a 300 ppm debido al incremento en el enterramiento de carbono facilitado por la anoxia global (Monteiro et al., 2012; Sachese et al., 2014; Jenkyns et al., 2017; Heimhofer et al., 2018; O'Connor et al., 2019).

Antes del OAE2 el fondo marino del Proto-Atlántico Norte fue disódico-anódico, lo cual es reflejado por el alto contenido de materia orgánica y las lutitas negras laminadas halladas allí. Por otra parte, el suelo marino del Tetis, el Proto-Atlántico Sur, el Índico y el Pacífico pudieron haber sido óxicos antes del OAE2, ya que existe evidencia de sedimentos bioturbados con bajos niveles de TOC y gran abundancia de foraminíferos bentónicos. Aunque en general ocurrieron condiciones anódicas, algunos lugares (como las aguas someras del Océano Tetis) siguieron mostrando condiciones oxigenadas durante la ocurrencia del OAE2. En estas áreas se registran sedimentos con bajo contenido de TOC y gran abundancia de foraminíferos bentónicos. El Pacífico Central del Sur también presentó estas condiciones óxicas en el fondo marino, tal y como indica la depositación de calizas y pedernal con bajos contenidos de materia orgánica (Monteiro et al., 2012).

Para el OAE2 los modelos geoquímicos indican que el inicio y la permanencia de las altas tasas de producción de materia orgánica requirieron un incremento extraordinario en los niveles de nutrientes oceánicos. Se ha sugerido que el vulcanismo acelerado, junto con la subsecuente interacción basalto-agua de mar, pudo causar un incremento en el suplemento de nutrientes al océano. Esto debido a la interacción basalto-agua de mar o por intemperismo intensificado de silicatos máficos y félsicos debido a un ciclo hidrológico acelerado y las altas temperaturas. Este incremento en el nivel de productividad primaria marina permitió el depósito y la preservación de sedimentos marinos (lutitas negras) ricas en materia orgánica por cientos de miles de años (Jenkyns et al., 2017; Sweere et al., 2018). Además, también se produjo una desoxigenación regional en muchas partes del océano mundial, principalmente en el Atlántico Norte. La anoxia del fondo marino afectó el 50% del océano mundial pero las condiciones euxínicas se dieron en una proporción mucho más baja (O'Connor et al., 2019).

La meteorización acelerada de silicatos en condiciones continentales y submarinas, aunada al enterramiento incrementado de carbono orgánico durante el Cenomaniano–Turoniano, gradualmente favorecieron al descenso de CO₂ y a la terminación del OAE2. Sin embargo, recientemente se ha demostrado que las altas temperaturas globales persistieron después del OAE2, lo que sugiere que la concentración de CO₂ no decayó y debieron existir otros procesos para la terminación del evento (O'Connor et al., 2019).

El intervalo estratigráfico que corresponde a la ocurrencia del OAE2 está comprendido entre la parte superior de la biozona de los foraminíferos *Rotalipora cushmani* y la biozona de *Whiteinella archaeocretacea*. La biozona de *R. cushmani* está definida por la primera y la última aparición del organismo homónimo (Borsetti, 1962), mientras que la biozona de *W. archaeocretacea* está definida entre la última aparición de *R. cushmani* y la primera aparición de *Helvetoglobotruncana helvética* (Borsetti, 1962; Bolli, 1966; Omaña-Pulido, 2012).

Según lo anterior, el OAE2 es entendido como un episodio del Cretácico medio caracterizado por altas tasas de escorrentía, liberación de nutrientes, producción marina primaria y deficiencia de oxígeno bentónico. Sin embargo, poco después de su inicio, las altas tasas de enterramiento de



materia orgánica proveniente de la elevada producción primaria marina pudieron provocar un descenso en los niveles de CO₂ atmosférico, lo cual podría explicar el descenso de las temperaturas dadas durante el Evento Plenus Cold (PCE) y el debilitamiento de los mecanismos de enterramiento de carbono orgánico (Barclay et al., 2010; Jarvis et al., 2011; Monteiro et al., 2012; O'Connor et al., 2019).

EL PCE, identificado por primera vez en la base del *English Chalk*, y que recibe su nombre del belemnite *Praeactinocamax plenus*, interrumpió las condiciones de efecto invernadero que se dieron durante las primeras etapas del OAE2. Algunos autores sugieren que el PCE consistió en un descenso en la temperatura superficial del mar de aproximadamente 4 a 11 °C, y estuvo acompañado por glaciaciones polares efímeras y cambios biológicos. Otros afirman que su génesis está relacionada con la incursión transitoria de fauna boreal hacia aguas cálidas del Tetis europeo, y un descenso temporal en la tasa de enterramiento global de materia orgánica que dio como resultado una ligera caída en los valores de la curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ (Barclay et al., 2010; Jarvis et al., 2011; Jenkyns et al., 2017; O'Connor et al., 2019; Percival et al., 2020). Sin embargo, los cambios ambientales durante el PCE no se limitan al enfriamiento global y a la disminución en la tasa de enterramiento de carbono orgánico. Estos incluyen la reorganización de gran parte de los patrones de circulación oceánica que involucran las capas someras y profundas de la columna de agua, la re-oxigenación del fondo marino en algunas cuencas epicontinentales de Europa, y el establecimiento del evento denominado "Zona Bentónica" que favoreció el suplemento de aguas frías ricas en oxígeno que interrumpieron la anoxia en el fondo del Mar Interior Occidental del Cretácico (KWIS) (Falzoni & Petrizzo, 2021).

La disminución en el enterramiento de carbono orgánico durante el PCE pudo ser consecuencia de: (1) altas tasas de captura de carbono durante los inicios del OAE2; (2) transgresiones marinas; (3) cambios en la circulación oceánica; o (4) corrientes de surgencia. Los cambios en la circulación pudieron facilitar la formación de masas de agua más frías en regiones circundantes del ártico, generando un descenso en las SST locales (O'Connor et al., 2019; Falzoni & Petrizzo, 2021). El cambio a condiciones frías dadas durante el PCE estimuló la re-oxigenación de la columna de agua de manera localizada, permitiendo una reducción en el enterramiento de materia orgánica en diferentes regiones (Percival et al., 2020). Además, las aguas de fondo enriquecidas en O₂ pudieron haber oxidado la materia orgánica depositada previamente, liberando carbono isotópicamente ligero al océano. Debido a que las masas de agua durante este período debieron contener una mayor cantidad de oxígeno que los intervalos anteriores y las posteriores, ocurrieron un gran número de cambios en las especies redox-sensibles durante el OAE2 y el PCE (Jenkyns et al., 2017; O'Connor et al., 2019). Sin embargo, el PCE presenta variabilidad en la sincronía y la expresión del enfriamiento en varios sitios, por lo que se ha determinado que, aunque la temperatura superficial del mar puede reflejar una respuesta a los cambios globales de CO₂, los procesos locales jugaron un papel dominante en muchos sitios. Dicha variabilidad indica que no solo un mecanismo conectó el ciclo del carbono con los procesos oceanográficos durante el PCE, sino que otros factores (p. e. corrientes de *upwelling*, patrones de circulación oceánica, ciclos de transgresión y regresión) fueron importantes de manera local (O'Connor et al., 2019).

El PCE ha sido evidenciado en gran parte de Europa, Estados Unidos (Texas, Colorado, Wyoming, Kansas, Dakota del Sur, Utah), Canadá (Alberta, Manitoba), Marruecos y Surinam (Figura 2.3) (Jenkyns et al., 2017; Kunht et al., 2017; Sweere et al., 2018; Percival et al., 2020; Falzoni & Petrizzo, 2021), y su fase principal puede ser determinada a partir de una disminución en los valores de $\delta^{13}\text{C}$



ubicado entre los picos “a” y “b” del OAE2 (Jenkyns et al., 2017; O’Connor et al., 2019; Falzoni & Petrizzo, 2021).

Este evento generó un impacto profundo en la historia evolutiva y la distribución biogeográfica de los organismos a pesar de su corta duración. Por ejemplo, afectó la distribución de macroinvertebrados marinos en algunas cuencas epicontinentales europeas, y la ocurrencia de serpúlidos, bivalvos bentónicos y belemnites boreales bentónicos en el sur de Inglaterra, lo que se considera como la primera evidencia de enfriamiento en la Cuenca Anglo-Parisina. Además, al inicio del OAE2 los foraminíferos planctónicos estuvieron representados por taxones oligo-mesotróficos del Océano Tetis (rotalipóridos y whiteinellidos), pero fueron reemplazados por especies de ambientes fríos y condiciones meso-eutróficas (praeglobotruncanidos, dicarinellidos) durante la ocurrencia del PCE. Dado que los organismos planctónicos son movidos por las corrientes, los cambios en las asociaciones de foraminíferos planctónicos de las cuencas Anglo-Parisina y Vocontiana son interpretados como la transición entre una influencia dominante de aguas calientes, salinas y estratificadas propias del inicio del OAE2, hacia otra dominada por aguas boreales poco frías y oxigenadas provenientes de las regiones boreales durante el PCE. Estos cambios fueron forzados por el cambio hacia el ecuador del frente Proto-Ártico desde el Mar de Noruega hacia el sur de Inglaterra. En esta posición más tropical, el frente Proto-Ártico representó una barrera oceanográfica que limitó la influencia de la proto-corriente del Golfo en la Cuenca Parisina y favoreció el influjo de aguas boreales desde el norte hacia cuencas epicontinentales europeas (Falzoni & Petrizzo, 2021).

2.4. EVENTO DEL TURONIANO TARDÍO–CONIACIANO

El Evento del Turoniano Tardío–Coniaciano (LTCE) es una sucesión de 3 eventos isotópicos que definen la excursión positiva de $\delta^{13}\text{C}$ de largo plazo durante el final del Turoniano. Está definido por una etapa inicial y una final con condiciones frías y oligotróficas, que estuvieron asociadas a una disminución de la temperatura en el hemisferio norte. Además, comprende una etapa intermedia de condiciones cálidas y húmedas que favorecieron el alto arribo de nutrientes a las cuencas oceánicas, lo que permitió la eutrofización de las aguas superficiales, la desoxigenación de las aguas de fondo, y el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica (Voigt & Wiese, 2000; Jarvis, 2006; Joo & Sageman, 2014; Jarvis et al., 2015; Colín-Rodríguez et al., 2022). Este evento coincide con incrementos en el contenido de TOC y en la concentración de elementos redox-sensibles debido al desarrollo de condiciones anóxicas en el fondo marino (Eldrett et al., 2015).

Los eventos comprendidos dentro del LTCE son: (1) el evento Bridgewick, representado por una excursión negativa que marca el inicio del LTCE; (2) el evento Hitch Wood, que está marcado por una CIE positiva con una amplitud de 1.15‰; y (3) el evento Navigation, descrito por una CIE negativa que limita la cima del intervalo de estos eventos (Jarvis et al, 2006, 2015; Eldrett et al., 2015; Jones et al, 2018). El evento Hitch Wood está dentro de la parte media de la biozona de *Marginotruncana sigali* (Jarvis et al., 2006). Este intervalo es conocido como la biozona de *Marginotruncana schneegansi* o la biozona de *Dicarinella primitiva* (Premoli-Silva & Rettori, 2002; Jarvis et al., 2006; Joo y Sageman, 2014; Eldrett et al., 2015).

En Europa, el inicio del LTCE está marcado por una regresión marina y enfriamiento del clima, llegando a su máximo justo antes del evento Hitch Wood. Estas condiciones han sido asociadas con la Tercera Fase fría del Turoniano Tardío, generada por la disminución en la concentración de CO_2 atmosférico y el movimiento hacia el sur de la masa de agua boreal durante un episodio regresivo.

Las condiciones oligotróficas y la migración hacia el sur son lo más característico de esta primera fase (Voigt & Wiese, 2000). Después de esto, ocurrió un aumento en la actividad volcánica durante el final del Turoniano, lo cual generó un aumento en la concentración de CO₂ que desencadenó condiciones más cálidas durante el evento Hitch Wood. Esto fue acompañado por una transgresión marina (Voigt & Wiese, 2000; Jarvis et al., 2015).

En Europa, la parte inferior del LTCE está caracterizada por una somerización progresiva y una fase de enfriamiento anterior al evento Hitch Wood, y evidencia una reorganización de los patrones de comportamiento de las masas de agua en el hemisferio norte. Por otro lado, la parte superior del LTCE registra una transgresión y condiciones temporalmente más calientes en el Turoniano tardío (Voigt & Wiese, 2000; Jarvis et al., 2015).

El LTCE ha sido registrado principalmente en Europa (Alemania, Francia, Inglaterra, y Ucrania), y existen algunos reportes en Marruecos y el KWIS (Figura 2.5) (Gale, 1996; Walaszczyk et al., 2010; Dubicka & Peryt et al., 2010; Niebuhr & Richardt, 2012; Richardt & Wilmsen, 2012; Aquit et al., 2013; Gale, 2019)

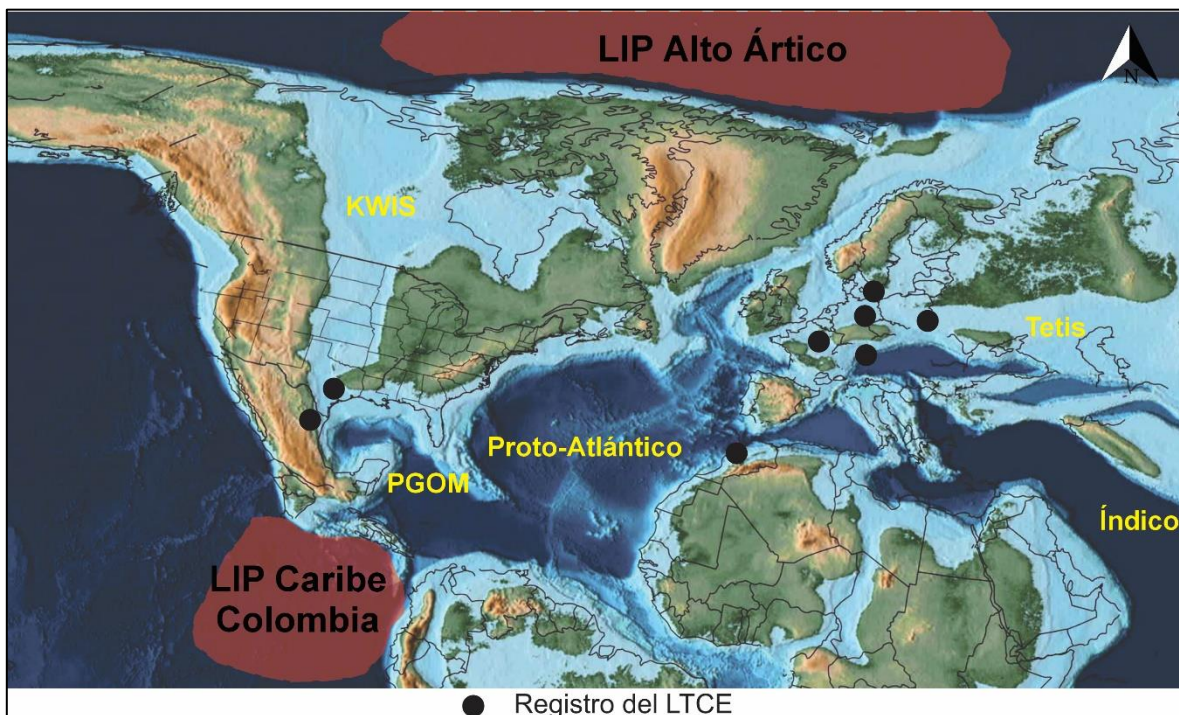


Figura 2.5. Mapa paleogeográfico del Turoniano que muestra las diferentes localidades en las cuales se ha registrado el Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE). Basado en Gale (1996), Walaszczyk et al. (2010), Dubicka & Peryt et al. (2010), Niebuhr & Richardt (2012), Richardt & Wilmsen (2012), Aquit et al. (2013), Eldrett et al. (2015), Scotese (2016) Eldrett et al. (2015, 2017) y Gale (2019).

2.5. EVENTO ANÓXICO OCEÁNICO 3

El Evento Anóxico Oceánico 3 (OAE3) del Coniaciano–Santoniano es el último y más joven de los OAE del Cretácico (Sachese et al., 2014; Prauss, 2015; Lowery et al., 2017). Este evento difiere de los otros OAE con respecto a las condiciones límite paleoecológicas, la distribución espacial de las lutitas negras relacionadas, y su probable duración. Por estas razones no existe una definición internacionalmente establecida para el OAE3 (Prauss, 2015). Aunque este evento está asociado con

una sucesión de larga duración (3 Ma) de lutitas negras registrada en el Atlántico Sur y Central, el Caribe y el KWIS, no posee una CIE positiva sustancial (amplitud de hasta 0.5‰). Sin embargo, sí representa una perturbación global en el ciclo del carbono. En contraste con el OAE2, la depositación de lutitas negras durante el OAE3, ligada a condiciones anóxicas y disóxicas, estuvo restringida al Océano Atlántico (p.e. Demerara Rise, Mar Caribe, KWIS, Cuenca Maracaibo, África noroccidental), como consecuencia de la apertura del Atlántico Ecuatorial (Figura 2.6). Además, la correlación con sitios ajenos al Atlántico es dudosa (Mansour & Wagriech, 2002; Sachesse et al., 2014; Prauss, 2015; Tessin et al., 2016; Lowery et al., 2017; Liu et al., 2022).

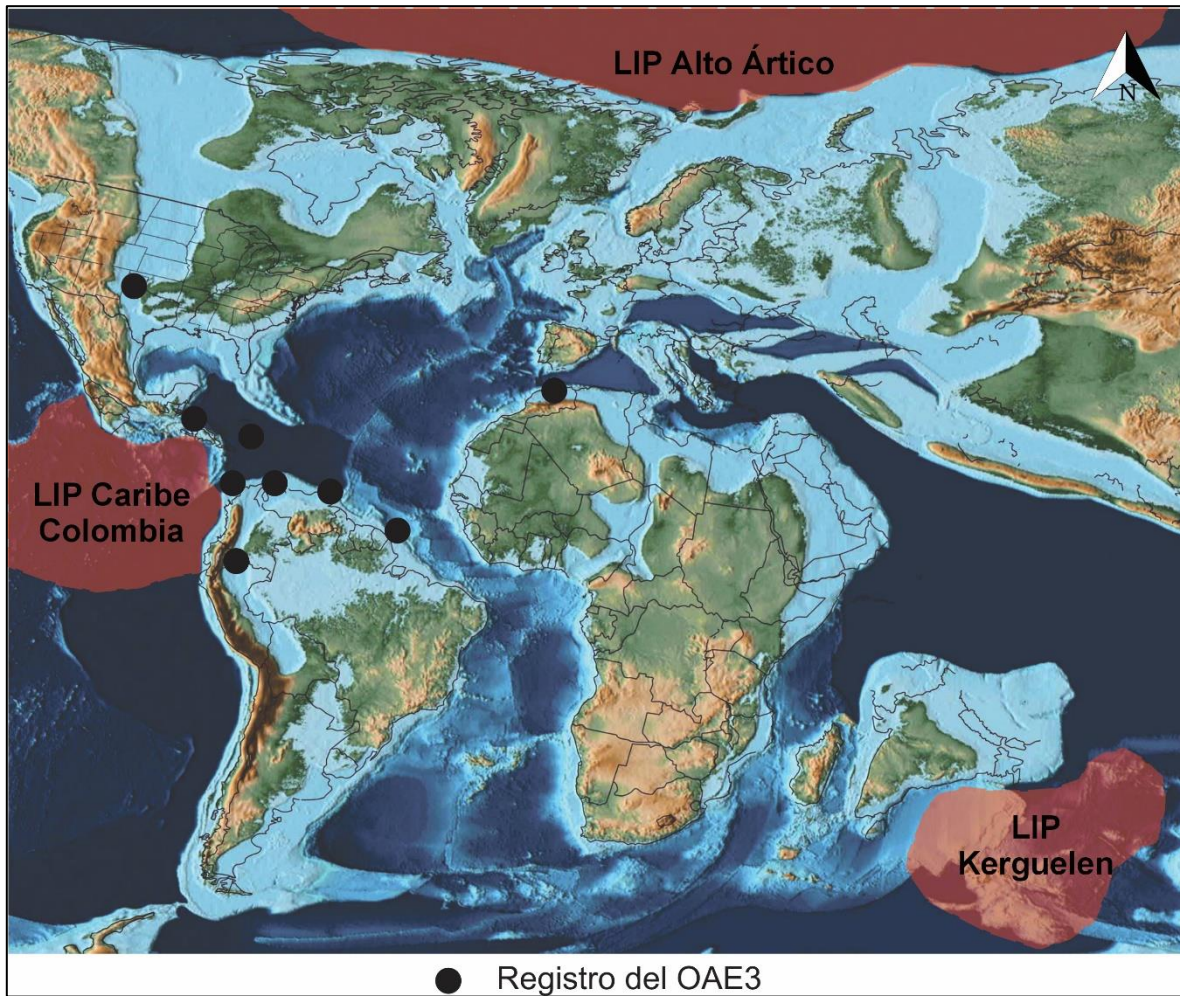


Figura 2.6. Mapa paleogeográfico del Santoniano–Campaniano que muestra algunas localidades en las cuales se ha registrado el Evento Anóxico Oceánico 3 (OAE3). Basado en Bottjer & Stein (1994), Erlich et al. (1996), Vergara (1997), Dean & Arthur (1998), Crespo de Cabrera et al. (1999), Davis et al. (1999), Erlich et al. (1999) Rangel et al. (2000), Mansour & Wagriech (2002), Erlich et al. (2003), Locklair & Sageman (2008), Brookfield et al. (2009), Locklair et al. (2011), Sachesse et al. (2014), Prauss (2015), Tessin et al. (2015), Scotese (2016), Tessin et al. (2016), Lowery et al. (2017), y Liu et al. (2022).

Durante el OAE3, el Océano Atlántico estuvo dominado por condiciones deficientes en oxígeno y aguas de fondo que pudieron ser anóxicas. Estas condiciones fueron favorecidas por el clima de efecto invernadero del Cretácico que limitó la solubilidad del oxígeno en el agua de mar que ya contaba con una temperatura elevada. El paleoclima del Coniaciano–Santoniano puede ser dividido en una etapa cálida durante el Coniaciano, seguido de un extremo efecto invernadero durante el Santoniano producto de la reactivación del LIP Kerguelen, y un largo período de enfriamiento del



clima caliente de efecto invernadero para el Santoniano medio. Los mecanismos de control de la depositación de materia orgánica pueden ser atribuidos a condiciones paleoceanográficas como oxigenación de la columna de agua y cambios en los patrones de circulación durante el Coniaciano–Santoniano. La depositación de sedimentos ricos en materia orgánica estuvo intensificada por factores locales relacionados con un incremento en el suplemento de nutrientes y en la productividad primaria (Mansour & Wagriech, 2002; Sachese et al., 2014; Prauss, 2015).

En la cuenca del Atlántico fue registrada la depositación de lutitas negras durante el Coniaciano–Santoniano, pero debido a que esta no fue sincrónica es posible establecer que el OAE3 pudo ser una sucesión de eventos de corto tiempo con alguna correlación temporal. Este evento también muestra una menor tasa de enterramiento y preservación de la materia orgánica respecto al OAE2, lo cual está relacionado con el debilitamiento de las condiciones extremas de efecto invernadero globales durante el Cretácico Tardío y una mejor solubilidad de O₂. Según esto, los cambios en la configuración continente–océano (apertura del Atlántico), el clima, la circulación y la fluctuación del nivel del mar, controlaron la producción y depositación de materia orgánica en el Atlántico (Sachese et al., 2014).

Una definición conservadora del OAE3 se refiere a un evento de larga duración (3 a 5 Ma) con una CIE positiva modesta de 0.5‰, restringida a la zona del amonite *Scaphites depressus* del Coniaciano superior, y que es equivalente al evento Kingsdown reportado en el English Chalk. Mansour & Wagriech (2002) distinguieron 3 eventos globales definidos como OAE3a, OAE3b y OAE3c, según las firmas isotópicas de carbono. Estos autores sugieren que algunas condiciones paleoceanográficas (oxigenación de la columna de agua y cambios en la circulación) controlaron la acumulación de la materia orgánica depositada entre el Coniaciano y el Campaniano (Liu et al., 2022). Además del rango geográfico limitado, las lutitas negras de este OAE presentan otros problemas. Por ejemplo, las lutitas negras del Coniaciano–Santoniano depositadas en el Demerara Rise corresponden a la continuación de una sucesión rica en carbono orgánico que inició en Cenomaniano y terminó en el Campaniano. Estas fueron depositadas bajo condiciones de *upwelling* intensificado y alta tasa de escorrentía continental. Otras lutitas negras relacionadas con este intervalo son de muy corto período y a menudo diacrónicas (Wagriech, 2012; Lowery et al., 2017). Sin embargo, el enterramiento de materia orgánica durante el Coniaciano–Santoniano precede el enfriamiento general del Santoniano–Campaniano y debió ser una influencia importante en el clima del Cretácico (Lowery et al., 2017).

Por otra parte, la CIE ubicada dentro de los registros estratigráficos del Coniaciano superior no está asociada con un horizonte distintivo de lutita negra en el registro conocido, pero está situada dentro de largas zonas de enterramiento de materia orgánica en el KWIS, el Caribe, y el Atlántico Sur. Esta CIE se puede explicar por la ocurrencia de una CIE negativa más fuerte y larga que es enmascarada por la depositación incrementada de carbonatos isotópicamente positivos durante este periodo (Lowery et al., 2017). El OAE3 coincide con la depositación extensiva de calizas del Cretácico Superior en plataformas marinas y mares epeíricos, lo cual pudo silenciar la CIE (Prauss, 2015). Además, este período puede estar relacionado con un incremento en el enterramiento de materia orgánica que no ha sido preservado o reconocido aún, debido a la depositación de lutitas negras en lugares no explorados, como la cuenca de ambiente terrestre Songliao en China. Otros autores proponen que la CIE refleja la expresión de un estado repetitivo de producción enriquecida de materia orgánica en los océanos, pero que careció de un estímulo volcánico masivo que condujera al sistema a una perturbación excepcional del ciclo del carbono (Lowery et al., 2017; Liu et al., 2022). Sin embargo, el descenso en los niveles de CO₂ atmosférico desde 970 ppm en el Coniaciano–Turoniano hasta 531



ppm en el Santoniano–Campaniano indica que el OAE3 sí representó una perturbación al ciclo global del carbono (Liu et al., 2022).

El clima asociado con el OAE3 tuvo un carácter estable de efecto invernadero con altos niveles de CO₂ atmosférico. Una vez el clima fue más volátil, las fluctuaciones en el nivel del mar fueron más rápidas y frecuentes, lo cual jugó un papel dominante en la acumulación de materia orgánica (Liu et al., 2022). Aunque el nivel del mar global aún era alto y las condiciones eran cálidas, el OAE3 representó la fase inicial de un período de enfriamiento del planeta (Prauss, 2015).

Respecto a la acumulación de materia orgánica, el OAE3 parece estar relacionado con un evento persistente de productividad relacionado a enfriamiento global que inició en el Coniaciano temprano. La preservación de materia orgánica pudo darse por un colapso episódico de corrientes de *upwelling*, similar al OAE2 (Prauss, 2015).

2.6. REGISTROS DE LOS PRINCIPALES EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO DEL LAPSO CENOMANIANO–SANTONIANO EN ESTADOS UNIDOS Y MÉXICO

El MCE es registrado en el occidente de Texas, específicamente en la cuenca Maverick, dentro de la Formación Eagle Ford Inferior. En el núcleo Iona-1, el MCE está registrado como una CIE positiva de 1–1.50‰ dentro de capas laminadas de calizas y margas intercaladas con sedimentos oscuros ricos en materia orgánica y con un contenido de TOC de 4 a 16% (Scaife et al., 2017; Ma et al., 2022). En el núcleo Chittim-2H el MCE está marcado por una CIE positiva de 1.30‰, mientras que en el núcleo Innes-1 dicha CIE es de 1.90-2.10‰ (Scaife et al., 2017). Este evento también ha sido registrado en lutitas de la Formación Graneros Inferior y calizas de la Formación Thatcher, donde la CIE positiva puede ser de 2.50‰. Dichos registros se encuentran en el Anticlinal de Pueblo (Colorado) y en el núcleo Portland-1 (Gale et al., 2008; Joo & Sageman, 2014).

En el caso del OAE2, los estudios realizados en el hemisferio occidental están concentrados en Estados Unidos, principalmente en la región sur del KWIS. Algunos trabajos demuestran que antes de la ocurrencia del OAE2, en el KWIS predominaron condiciones anóxicas asociada al estancamiento y estratificación de la masa de agua, procesos cuyos inicios se remontan al MCE. Durante el pico transgresivo del Cenomaniaco, un evento coetáneo con el inicio del OAE2, la invasión de agua boreal al KWIS, causó la desestratificación de la masa de agua y su respectiva oxigenación (Denne et al., 2014; Eldrett et al., 2014; Lowery et al., 2014; Minisini et al., 2018). Por ejemplo, en el pozo Iona-1 se registra un aumento en el índice de bioturbación, así como un decrecimiento en el contenido de TOC y en la abundancia de elementos traza sensibles a las condiciones redox (Eldrett et al., 2014; 2017). Las rocas de la plataforma central de Texas, pozos Atascosa (A-1) y Karnes (K-1), fueron depositadas en un ambiente de aguas de fondo oxigenadas. El registro evidencia condiciones euxínicas y estratificación de la columna de agua antes del OAE2, aunque durante el desarrollo de este ocurre un aumento en la diversidad de foraminíferos bentónicos y una disminución en la tasa de preservación de materia orgánica (Denne et al., 2014).

Uno de los primeros registros del OAE2 en América se documentó en el Cañón Peregrina de la Sierra Madre Oriental. En esta localidad el OAE2 corresponde a una CIE positiva con una amplitud de 1.5‰ dentro de la Formación Agua Nueva (Scholle & Arthur, 1980). En las secciones Axaxacualco y Zotoltilán de la Plataforma Guerrero-Morelos, el OAE2 está comprendido dentro de las formaciones Morelos y Mezcala. Allí, el evento es identificado por lutitas oscuras ricas en materia orgánica y un bajo o nulo índice de bioturbación. Estas lutitas fueron depositadas en un ambiente



pobrememente oxigenado (Hernández-Romano et al., 1997). Sin embargo, en las secciones Axaxacualco y Barranca del Cañón estudios más recientes indican que la CIE positiva de este evento está relacionado con facies de color claro generadas en ambientes de plataforma (Bomou et al., 2019). En la sección Parras de la Fuente, ubicada en la Sierra de Parras, el OAE2 se registra dentro de la Formación Indidura, la cual está compuesta por sedimentos ricos en materia orgánica y exhibe una CIE positiva de 2%. Aunado a esto, ocurren bajos contenidos de TOC y altas concentraciones de elementos sensibles a las condiciones redox (Duque-Botero et al., 2019). En la Cuenca Tampico-Misantla, particularmente en la sección Xilitla, se encontraron bioeventos del OAE2 dentro de la Formación Agua Nueva (Núñez-Useche et al., 2016). En la Sección Tlacolula, también en esta cuenca, el OAE2 está dentro de la Formación Tamaulipas Superior. Este evento es identificado por la existencia de una CIE positiva de 3.0% relacionada con facies de ambiente marino profundo (calizas y lutitas) ricas en materia orgánica. En esta sección, entre los picos “a” y “b” del OAE2 se identifica una CIE negativa con una amplitud de 1.6% relacionada con sedimentos bioturbados empobrecidos en TOC y que indica la presencia del PCE (Colín-Rodríguez et al., 2023).

Los registros del LTCE son escasos tanto en Estados Unidos como en México. Este evento ha sido documentado en Texas (núcleo Iona-1), específicamente en el miembro Langtry de la Formación Eagle Ford Superior, dentro de la biozona de *Marginotruncana schneegansi*, mostrando una CIE positiva de 2.61%. Dentro de esta excursión se han podido definir los eventos Bridgewick, Hitch Wood y Navigation, así como los incrementos en los contenidos de TOC y elementos traza sensibles a las condiciones redox y a la productividad marina (Eldrett et al., 2017). En México este evento solo ha sido reportado en la localidad Tlacolula, donde aparece como una CIE positiva de 1.15%, y se ubica entre el techo de la Formación Tamaulipas Superior y la base de la Formación Agua Nueva (biozona de *Marginotruncana sigali*). En la parte media de este evento se observa un incremento en el contenido de TOC y en la concentración de elementos sensibles a las condiciones redox y a la productividad. (Colín-Rodríguez et al., 2023).

El OAE3 en el KWIS ha sido registrado principalmente en la Formación Niobara en la Cuenca Denver, en el frente de cordillera de Colorado y el occidente de Kansas (núcleos Berthoud State No. 3 y 4, USGS Portland, Amoco Rebecca Bounds, Aristocrat-Angus) (Dean & Arthur, 1998; Locklair & Sageman, 2008; Locklair et al., 2011; Tessin et al., 2015). Los núcleos descritos para esta formación muestran enriquecimiento en elementos asociados a ambientes oxigenados en la parte inferior, seguido de un decaimiento en los valores de dichos elementos en las calizas y lutitas del miembro Smoky Hill Shale, y finalizando con un incremento abrupto en las concentraciones de materia orgánica y elementos traza asociados con condiciones anóxicas-euxínicas (Lowery et al., 2017). Este evento no ha sido documentado hasta el momento en México, pero sí en Costa Rica, Panamá, Colombia, Venezuela, Ecuador y Surinam (Bottjer & Stein, 1994; Erlich et al., 1996; Vergara, 1997; Dean & Arthur, 1998; Crespo de Cabrera et al., 1999; Davis et al., 1999; Erlich et al., 1999; Rangel et al., 2000; Erlich et al., 2003; Brookfield et al., 2009).



3. MARCO GEOLÓGICO

De manera general, las características estructurales y paleogeográficas del noreste de México han sido determinadas por tres eventos geológicos importantes: (1) apertura del Golfo de México durante el Jurásico, (2) desarrollo de grandes plataformas sedimentarias durante el Cretácico Inferior y medio, y (3) subducción en el margen paleopacífico del occidente de México y la orogenia Laramide durante el Cenozoico (González-Sánchez et al., 2015; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018). Estos eventos dieron lugar al desarrollo de diferentes tipos de estructuras en esta región, dentro de las cuales se encuentra la Cuenca de Sabinas.

La Cuenca de Sabinas, localizada en el estado de Coahuila al noreste de México, abarca un área de 37.000 km², comprende un espesor aproximado de 6.000 metros de rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico, y es considerada una cuenca de tipo rift abandonado o aulacógeno (Leree, 1984; Eguiluz de Antuñano, 2001; Goldhammer & Johnson, 2001; González-Betancourt et al., 2020). Debido a que la cuenca representa la extensión del Proto-Golfo de México, su evolución está marcada por el *rifting* y extensión de Pangea, que fueron procesos que involucraron ruptura continental, expansión del suelo oceánico y enfriamiento térmico (Feng et al., 1994; González-Sánchez et al., 2015; Perelló, 2021). Por otra parte, su cierre tectónico estuvo asociado al levantamiento de la Orogenia Laramide (Leree, 1984; Eguiluz de Antuñano, 2001).

Al ser una depresión formada por una serie de bloques hundidos asociados a un sistema de rift, los límites de la Cuenca de Sabinas están marcados por la existencia de dos altos de basamento llamados Bloques Coahuila y Burro-Peyotes y de las fallas La Babia y San Marcos. Además, al interior de la cuenca existen algunos bloques elevados (p. ej. Bloques La Mula y Monclova) que corresponde a intrusiones graníticas del Pérmico–Triásico los cuales representan un arco de islas. Otros bloques relativamente más bajos, ubicados en el sureste, separaron la Cuenca de Sabinas del Proto–Golfo de México. En las áreas marginales de la cuenca predominan las rocas intrusivas e hipoabisales de composición calcoalcalina (Leree, 1984; Eguiluz de Antuñano, 2001; Goldhammer & Johnson, 2001; Perelló, 2021).

3.1. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE SABINAS

La Cuenca de Sabinas tuvo un desarrollo que comprendió cuatro fases evolutivas: (1) fase de colisión que dio lugar a la orogenia Marathon–Ouachita del Paleozoico tardío; (2) fase de *rifting*, extensión y expansión del fondo oceánico, que comprendió el fallamiento de bloques, la formación de *grabens* y la ocurrencia de transgresiones marinas; (3) fase de subsidencia termotectónica durante la cual fueron depositados sedimentos correspondientes al Cretácico; y (4) fase de finalización de la subsidencia debido a la deformación y el fallamiento inverso provocado por el levantamiento de la Orogenia Laramide durante el Cretácico Tardío–Paleógeno (Leree, 1984; Eguiluz de Antuñano, 2001; Goldhammer & Johnson, 2001; González-Partida et al. 2008, Centeno García, 2016; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018).

3.1.1. Etapa de colisión (Paleozoico–Triásico)

La formación de la Cuenca de Sabinas ocurrió entre el Paleozoico y el Triásico Temprano. Esta fase inició con la compresión de estratos volcanoclásticos comprimidos durante la formación de la orogenia Marathon–Ouachita. Dicha orogenia fue resultado de la colisión entre Gondwana y



Laurencia y, por ende, del cierre del Océano Proto–Atlántico durante el Mississippiano tardío (Leree, 1984; Eguiluz de Antuñano, 2001; Goldhammer & Johnson, 2001; Frederick et al., 2020).

Durante el Pérmico tardío–Triásico Tardío ocurrió una exhumación intensiva de granitoides en el este de México, los cuales fueron emplazados como parte de un arco de margen continental ubicado a lo largo del margen occidental de Gondwana después de su unión a Laurencia. Estos granitos y granodioritas son remanentes de un sistema de arco de islas desarrollado al sur de la sutura continental. Esta zona de intrusivos actúa como el basamento que subyace el bloque Coahuila y la Cuenca de Sabinas (Leree, 1984; Goldhammer & Johnson, 2001; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018). En general, los complejos acrecionarios resultantes de la orogenia y la exhumación fueron marcados por los sedimentos del Pérmico–Carbonífero y los *flysch* orogénicos en las secuencias de la plataforma norteamericana (Leree, 1984; Goldhammer & Johnson, 2001). Finalmente, la orogenia Marathon–Ouachita fue seguida por un proceso de extensión y *rifting* cortical y desarrollo de corteza oceánica transicional durante el rompimiento progresivo de Pangea (Frederick et al. 2020).

3.1.2. Etapa de rift (Triásico Superior–Calloviano)

La evolución tectónica de México durante el Triásico–Jurásico Inferior fue dominada por procesos de *rifting* y deformación extensional, tal como lo evidencia el adelgazamiento cortical y la existencia de estructuras de *graben* y *horsts* (Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018; Frederick et al. 2020). Luego de la creación de Pangea en el Paleozoico Tardío, la Provincia del Pacífico Mexicano sufrió dos ciclos tectónicos principales de extensión *back–arc* y cierre *back–arc* debido a la subducción en el margen Pacífico. La primera fase de tectónica extensional ocurrió en el Triásico Medio–Jurásico Medio cuando sucedió el rompimiento de Pangea e inició la apertura del Océano Atlántico, el Golfo de México y otras cuencas subsidiarias asociadas. El evento de *rifting* del Triásico abarcó desde el occidente del Atlántico Norte, se extendió a lo largo del borde del Golfo de México y continuó hasta la parte noroccidental de Suramérica (Leree, 1984; Bartok, 1993; Goldhammer & Johnson, 2001; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018; Perelló, 2021).

De manera simultánea, el arrastre de bloques continentales comenzó a lo largo de los nuevos márgenes de placas, como ocurrió con la rotación antihoraria del Bloque Yucatán. Dicho arrastre provocó una topografía irregular compuesta por un conjunto de *horst* y *grabens* que tuvieron lugar en los sistemas Occidental del Pacífico Mexicano y del Golfo de México. Los *grabens* formados fueron parte de un cinturón de cuencas de borde de rift a lo largo de un arco magmático, y actuaron como cuencas locales (p. ej. Cuenca de Sabinas) en donde se depositaron sedimentos clásticos continentales (Leree, 1984; Bartok, 1993; Goldhammer & Johnson, 2001; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018; Perelló, 2021).

Durante el Jurásico Temprano–Medio, dentro del Sistema del Golfo de México se generó un subsistema de rift que involucró la etapa inicial de atenuación litosférica del occidente ecuatorial de Pangea y la expansión del suelo oceánico, lo cual derivó en la separación de Laurencia y Gondwana. Estos procesos provocaron la apertura de una cantidad considerable de depresiones de comportamiento transtensional dextral, incluyendo a la Proto-Cuenca de Sabinas, las cuales fueron dispuestas en una dirección NW–SE que fue impuesta por la divergencia entre las placas norteamericana y suramericana (Figura 3.1) (Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018; Frederick et al. 2020;). Por otra parte, en el occidente de México ocurrió un vulcanismo de largo término y una actividad plutónica que avanzó paulatinamente hacia el este de México. Luego de esto ocurrió un período compresivo (Jurásico Temprano–Jurásico Medio) que deformó las formaciones

preexistentes y, por último, ocurrió un estado inicial de *rift* que ocasionó una deformación extensional y fragmentada de horst inclinados (Eguiluz de Antuñano, 2001).

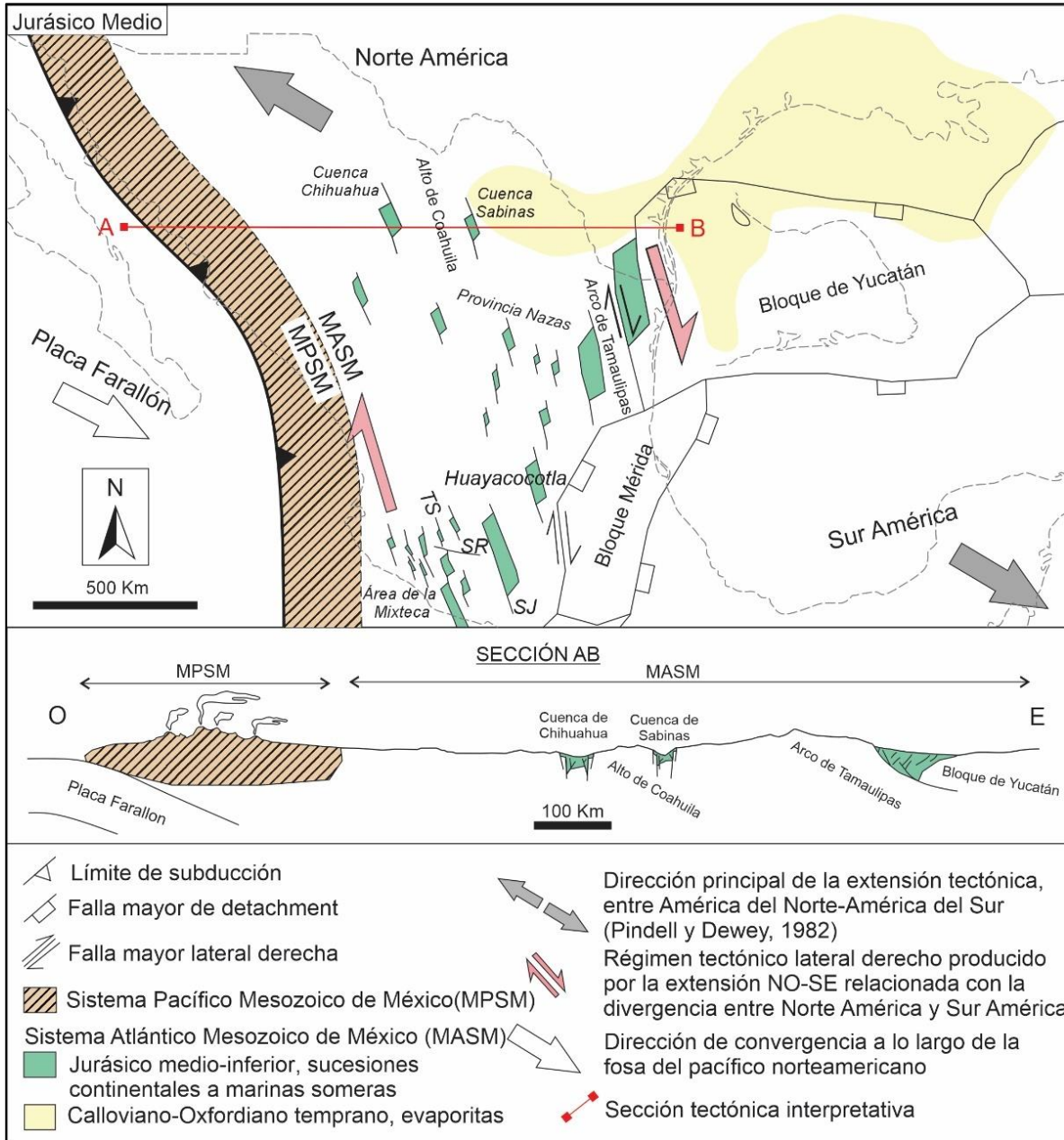


Figura 3.1. Reconstrucción paleogeográfica de México para el Jurásico Medio (modificado de Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018).

Para el Calloviano ya había ocurrido gran parte de la extensión intracontinental en el occidente ecuatorial de Pangea, que fue seguida por la rotación antihoraria del bloque Yucatán y la expansión inicial del piso oceánico del Golfo de México. Esto marcó el inicio de la etapa de enfriamiento y deriva que se extendió hasta el Oxfordiano temprano. La rotación del Bloque Yucatán y la expansión del suelo oceánico produjeron la circulación de aguas marinas en la región del Golfo, suspendiendo la depositación continental y dando inicio al dominio de ambientes marinos carbonatados (Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018).

3.1.3. Apertura del Golfo de México y subsidencia termal (Oxfordiano – Cenomaniano)

La apertura del Golfo de México promovió la incursión de aguas marinas en el este de México y el establecimiento de cuencas y plataformas carbonatadas que permitieron el desarrollo de un sistema de enfriamiento durante el Jurásico Tardío–Cenomaniano. Dichas cuencas se situaron en depresiones estructurales, mientras que las plataformas fueron emplazadas en la cima de los altos de basamento (Figura 3.3) (Fitz-Díaz et al., 2018; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018).

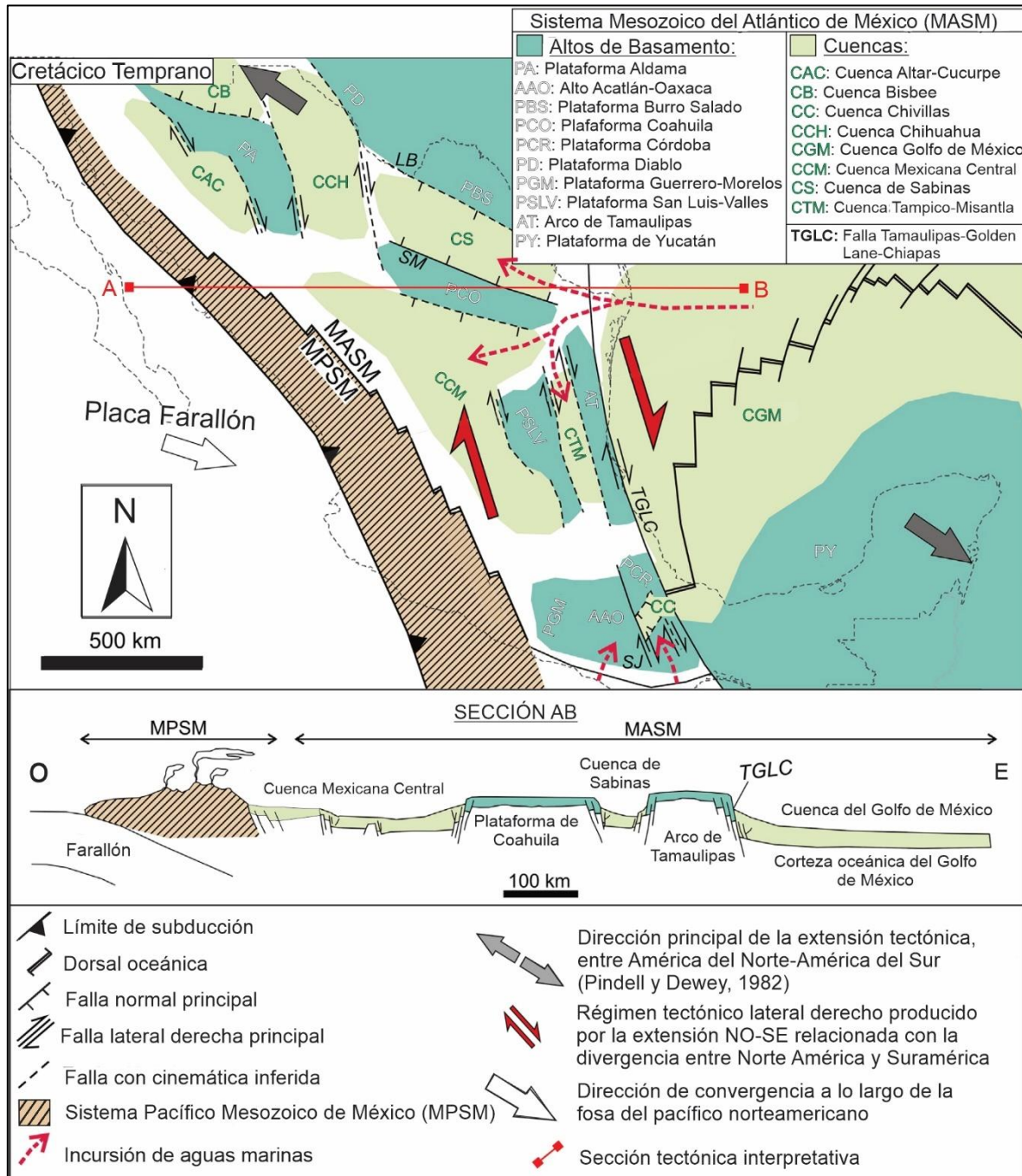


Figura 3.2. Reconstrucción paleogeográfica de México para el Cretácico Temprano (modificado de Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018).



En el Sistema del Golfo de México la evolución tectónica del Jurásico Medio–Cenomaniano fue dominada por el desarrollo de un margen divergente asociado con la apertura del golfo y por la etapa inicial del levantamiento de la orogenia Laramide (Goldhammer & Johnson, 2001). Por otra parte, durante el mismo lapso, el margen Pacífico de México fue sitio de una actividad intensa de arco magmático que produjo el emplazamiento de flujos volcánicos intermedios a máficos y la intrusión de cuerpos graníticos a granodioríticos del Sistema Mesozoico del Pacífico Mexicano (Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018), o Provincia del Pacífico Mexicano (Goldhammer & Johnson, 2001).

Durante el Jurásico Tardío–Cretácico Tardío el Golfo de México estuvo completamente abierto y en la Cuenca de Sabinas ocurrió un importante período de subsidencia marcado por una transgresión marina. Durante el Oxfordiano temprano la región del Golfo de México estuvo afectado por incursiones marinas en las cuencas locales, mientras que los altos de basamento actuaron como fuente de terrígenos. Además, la expansión del piso oceánico en el Golfo de México continuó debido a la migración del bloque Yucatán hacia el sur del Arco Tamaulipas. Para el Kimmeridgiano las incursiones marinas fueron aún más acentuadas en esta región, permitiendo el emplazamiento de rampas carbonatadas marino someras (Leree, 1984; Goldhammer & Johnson, 2001).

En el Jurásico Tardío ocurrió el cierre parcial y la inversión de la cuenca de *back – arc*, lo cual causó la formación de cabalgamientos y levantamiento de bloques preexistentes. El Golfo de México posee poco registro de esto, debido a que en este ocurrió la evolución de un margen pasivo cuya evolución estratigráfica fue dominada por el desarrollo de aumentos eustáticos del mar. Estos aumentos eustáticos estuvieron asociados a la expansión del suelo oceánico en el Golfo de México y el Atlántico, y a la subsidencia termotectónica que ocurría simultáneamente en la región (Goldhammer & Johnson, 2001).

La separación entre el Golfo de México, Texas y Yucatán continuó hasta el Berriasiano cuando la expansión del piso oceánico del Proto–Caribe intensificó la separación de Norteamérica y Suramérica (Goldhammer & Johnson, 2001). Durante el Cretácico Temprano la expansión de los canales marinos del Proto-Caribe y Colombia determinaron el final de la separación entre Norteamérica y Suramérica. Esto ocurrió mientras el bloque Yucatán alcanzaba su posición actual y la apertura del Golfo de México se completaba. Al mismo tiempo, el margen pasivo mexicano sufrió una subsidencia tectónica y enfriamiento cortical que favorecieron la formación de grandes plataformas carbonatadas de bajo relieve en el tope de altos de basamento más viejos (Wilson, 1986; Wilson & Ward, 1993; Lehmann et al., 1999). Simultáneamente, en la provincia del Pacífico el tectonismo de arco indujo la extensión *back–arc* en el territorio mexicano y la subsidencia en el canal Chihuahua. Debido a esto, el lapso Barremiano–Aptiano temprano estuvo marcado por la interacción entre el aporte terrígeno favorecido por el arco del margen Pacífico, la inundación marina del Golfo de México y la depositación carbonatada. El sistema de plataformas carbonatadas del noreste de México mantuvo un bajo relieve con un margen bordeado por arrecifes. El Aptiano medio–Aptiano tardío estuvo caracterizado por la formación de un ambiente de rampa externa de bajo ángulo en la Cuenca de Sabinas (Goldhammer & Johnson, 2001).

Durante el Cenomaniano, cuando ocurrió el nivel más alto del mar del Cretácico, el Golfo de México y el Pacífico fueron inundados por un evento eustático que conectó el Golfo de México con el Mar Interior Occidental (Anderson & Schmidt, 1983; Goldhammer & Johnson, 2001).

3.1.4. Orogenia Laramide (Turoniano–Paleógeno)

El levantamiento de la orogenia Laramide tuvo lugar durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico Temprano, culminando en el Eoceno temprano o medio (Feng et al., 1994). Esta orogenia, que dio origen a un gran cinturón de pliegues y cabalgamientos, fue producto de un cambio en el comportamiento de la Placa Farallón, la cual pasó de tener un movimiento lento y oblicuo a subducir la placa norteamericana (Leree, 1984; Centeno-García, 2016). La orogenia Laramide modificó considerablemente el flanco occidental del Golfo de México y proporcionó una fuente substancial de sedimentos que rellenaron parcialmente la parte occidental más profunda de la cuenca del golfo durante el Cretácico–Paleógeno. Además, el emplazamiento de la orogenia causó subsidencia regional anómala y provocó la inversión tectónica de las cuencas y plataformas preexistentes en el este de México (Figura 3.4) (Leree, 1984; Feng et al., 1994; Goldhammer & Johnson, 2001).

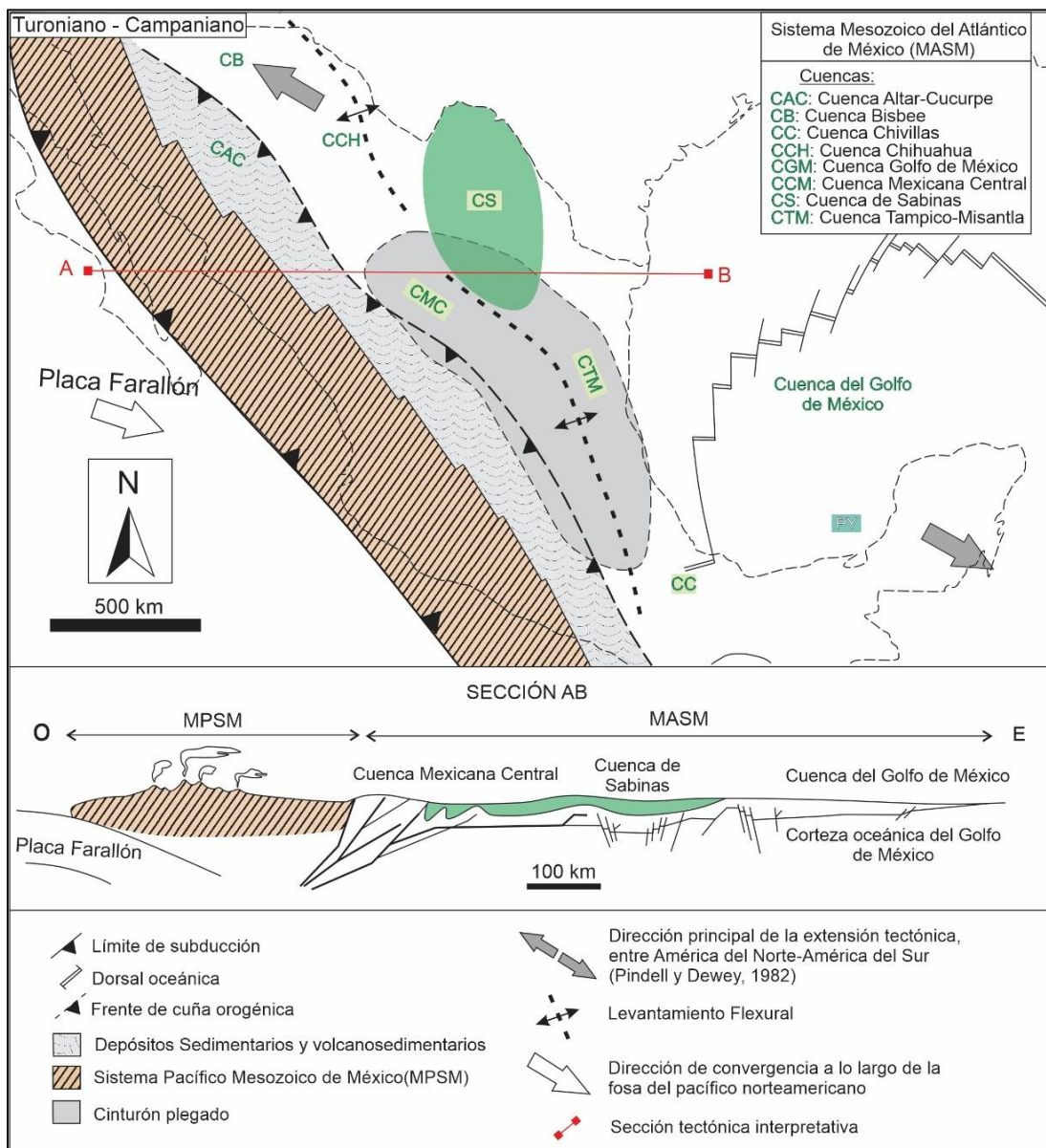


Figura 3.3. Reconstrucción paleogeográfica de México para el Cretácico Superior (modificado de Juárez-Arriaga et al, 2019).



La acumulación y deformación del relleno de la cuenca antepaís observados en las áreas de Nueva Rosita y La Popa indican el final de una etapa de compresión para el noreste de México y la Cuenca de Sabinas. La última fase de deformación en esta cuenca sigue siendo tema de debate debido a que las rocas sedimentarias preservadas más jóvenes son del Maastrichtiano. Sin embargo, existe evidencia de madurez termal de carbones que indica que la sedimentación y la deformación probablemente continuó durante el Paleoceno y el Eoceno inferior (Eguiluz de Antuñano, 2001).

3.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE SABINAS

Las sucesiones sedimentarias del Mesozoico–Paleógeno en la Cuenca de Sabinas fueron depositadas sobre un basamento Precámbrico –Triásico compuesto principalmente por rocas de Gondwana (Eguiluz de Antuñano, 2001; Perelló, 2021). Esta secuencia estratigráfica de rocas sedimentarias marinas, evaporíticas, y fluviales representa dos fases tectónicas importantes: (1) la apertura y formación del Golfo de México durante el Jurásico Temprano–Turoniano que corresponde al Sistema Mesozoico Atlántico de México, y (2) la Orogenia Laramide que causó el acortamiento y la depositación de cuñas siliciclásticas en la región de antepaís (Cretácico Tardío – Eoceno) que corresponde al Sistema Mesozoico Pacífico de México (Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018, Perelló, 2021).

En la región de la Cuenca de Sabinas pueden ser reconocidos tres terrenos de basamento cuya edad es anterior al Jurásico Tardío (Leree, 1984). Además, también pueden ser reconocidas tres supersecuencias depositacionales principales que están asociadas con las etapas de evolución de rift, deriva y antepaís, y cuyas tasas de sedimentación son muy diferentes. La supersecuencia más antigua (Jurásico Medio–Jurásico Superior) está compuesta por sedimentos *sinrift* (siliciclásticos y evaporitas). La supersecuencia intermedia (Jurásico Superior–Cretácico Inferior) comprende depósitos carbonatados, evaporíticos y siliciclásticos costeros dispuestos en plataformas de márgenes pasivos. La supersecuencia más joven (Cretácico Superior–Paleógeno) consiste de facies clásticas terrígenas y regresivas depositadas en una configuración de antepaís (Eguiluz de Antuñano, 2001; Perelló, 2021) (Figura 3.4).

Por último, los cambios de facies depositacionales que presentó la Cuenca de Sabinas durante el Triásico–Paleógeno, tanto vertical como lateralmente, pueden ser explicados parcialmente por la existencia de bloques de basamento, tales como los bloques Coahuila, Tamaulipas, La Mula y Monclova (Eguiluz de Antuñano, 2001).

Los complejos acrecionarios resultantes de la orogenia Marahon–Ouachita fueron marcados por los sedimentos del Carbonífero–Pérmico y los *flysch* orogénicos de las secuencias de la plataforma norteamericana (Goldhammer & Johnson, 2001, Leree, 1984). El terreno Coahuila, que constituye el basamento de la Cuenca de Sabinas, está conformado por rocas metamórficas de bajo grado y una secuencia gruesa y plegada de *flysch* del Pelsilvaniano–Pérmico que contiene capas de arenisca y rocas volcánicas intermedias intruídas por cuerpos graníticos del Triásico (Anderson & Schmidt, 1983; Leree, 1984). Durante el Pérmico tardío–Triásico Temprano ocurrió una exhumación intensiva de granitoides en el este de México que estuvo acompañada por la depositación de abanicos submarinos voluminosos a lo largo del flanco occidental del basamento Proterozoico de México (Fitz-Díaz et al., 2018).

En el este de México, las cuencas de rift del Jurásico Inferior–Jurásico Medio contienen depósitos continentales, marinos marginales, y flujos volcánicos de lava. Esta etapa corresponde a la



supersecuencia depositacional más antigua de la Cuenca de Sabinas y está constituida por conglomerados, evaporitas y rocas ígneas básicas depositados en las partes más bajas de la cuenca. Estas rocas reflejan ambientes de abanico aluvial, fluviales y lacustres en un clima árido (Formación Huizachal: Imlay et al., 1948; Eguiluz de Antuñano, 2001; Goldhammer & Johnson, 2001; González-Partida et al. 2008; González-Sánchez et al., 2015; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018; Vloten, 1995; Wilson, 1986).

PERÍODO		UNIDAD		M. A.	ETAPA
CENOZOICO	PALEÓGENO	PALEOCENO	MIDWAY-WILCOX	39.5	CUENCA FORELAND
			PARRAS UPSON		
	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO	82		
		CAMPANIANO SANTONIANO CONIACIANO			
		AUSTIN			
		TURONIANO			
	CRETÁCICO	SUPERIOR	CENOMANIANO	96	
			BUDA		
			DEL RÍO		
		INFERIOR	ALBIANO	GEORGE TOWN	112
				KIAMICHI	
				TAMAULIPAS SUPERIOR	
			APTIANO	LA PEÑA	
				CUPIDITO	
			BARREMIANO	LA VIRGEN	
		LA MULA			
		PADILLA			
		HAUTERIVIANO	BARRIL VIEJO	128.5	
			MENCHACA/TARAISES		
	JURÁSICO SUPERIOR	TITHONIANO	144		
KIMMERIDGIANO					
OXFORDIANO					
PRE-OXFORDIANO	CALLOVIANO	150			
	CONGLOMERADO BASAL				
					ENFRIAMIENTO Y SUBSIDENCIA
					RIFT

Figura 3.4. Secuencia estratigráfica del Mesozoico en la Cuenca de Sabinas (modificado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

La depositación evaporítica del Calloviano–Oxfordiano temprano está determinada por estratos de sal propios de un ambiente *sabkha* (Formación Minas Viejas: Humphrey & Díaz, 1956; Eguiluz de Antuñano, 2001; Wilson, 1986), seguido de la depositación en un mar somero epicontinental de



capas rojas, lutitas grises y calizas (Formación Zuloaga: Imlay, 1938; Goldhammer & Johnson, 2001; Vloten, 1995). Posteriormente, ocurrió la formación en un ambiente *sabkha* de estratos de anhidrita y carbonatos interbandeados con evaporitas y areniscas calcáreas (Formación Olvido: Heim, 1940; Eguiluz de Antuñano, 2001; Wilson, 1986). Contemporáneo a esto, fue generado un ambiente marino marginal somero en el cual se depositaron intervalos clásticos transgresivos (Formación La Gloria: Imlay, 1936; Leree, 1984; Wilson, 1986; Goldhammer & Johnson, 2001; Eguiluz de Antuñano & Chávez, 2002).

La evolución sedimentaria del Jurásico Medio–Cretácico Temprano en la provincia del Golfo de México fue dominada por eustasia (Goldhammer & Johnson, 2001). Los sedimentos depositados durante este lapso corresponden a la supersecuencia depositacional intermedia en la Cuenca de Sabinas, que está asociada a una etapa de subsidencia y enfriamiento cortical. Esta supersecuencia está caracterizada por carbonatos, evaporitas, y rocas siliciclásticas costeras, fluviales o aluviales depositadas sobre extensas plataformas formadas en un margen pasivo durante el Jurásico Tardío–Cenomaniano (Centeno–García, 2016; Eguiluz de Antuñano, 2001; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018). La depositación de estas facies fue controlada por cambios eustáticos de primer orden de transgresión marina que invadieron las plataformas preexistentes (Goldhammer & Johnson, 2001).

Durante el Kimmeridgiano medio–Tithoniano ocurrió una transgresión marina continua que permitió el desarrollo de estratos de lutitas carbonosas negras y areniscas intercaladas con carbonatos (Formación La Casita: Imlay, 1936; Eguiluz de Antuñano, 2001; Leree, 1984; Wilson, 1986; Vloten, 1995). Coetáneamente, fueron depositados calizas limosas pelágicas bandeadas intercaladas con lutitas intercaladas en una cuenca profunda (Formación Taraises: Imlay, 1936; Goldhammer & Johnson, 2001; Vloten, 1995). De esta forma, la sedimentación evaporítica fue reemplazada por depósitos de carbonatos y lutitas (Formación La Casita: Imlay, 1936; Goldhammer & Johnson, 2001; Leree, 1984). Posteriormente, fueron depositadas lutitas, limolitas y areniscas calcáreas con calizas delgadas del Kimmeridgiano–Berriasiano en un ambiente de mar abierto (Formación La Caja: Imlay, 1938; Goldhammer & Johnson, 2001; Wilson, 1986).

En la Cuenca de Sabinas las facies marginales del Cretácico Inferior están representadas por sedimentos detríticos, pero generalmente en la cuenca predominan las sucesiones sedimentarias dominadas por un alto nivel del mar (plataformas carbonatadas marino someras con alto relieve, lutitas marino profundas y carbonatos pelágicos) (Eguiluz de Antuñano & Chávez, 2002; Leree, 1984; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018; Vloten; 1995). El registro stratigráfico del MASM fue depositado durante un ascenso del nivel del mar relacionado con el aumento en la actividad de las dorsales medio oceánicas ubicadas en el océano Atlántico y el Golfo de México (Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018).

Durante el Berriasiano–Hauteriviano se depositaron distintas facies en una rampa de ángulo bajo, las cuales varían lateral y verticalmente en el interior de la Cuenca de Sabinas. Estas facies consisten en conglomerados de abanicos aluviales (Formación San Marcos; Imlay, 1940b), areniscas y capas rojas conglomeráticas de planicies aluviales (Formación Hosston; Imlay, 1940a), carbonatos de plataforma de alta energía (Formación Menchaca; Imlay, 1940b) y lutitas interbandeadas con carbonatos de plataforma abierta (Formación Taraises; Imlay, 1936) (Alonso-Manuel et al., 2020; Eguiluz de Antuñano, 2001; Eguiluz de Antuñano & Chávez, 2002; Leree, 1984).

En el Hauteriviano inferior ocurrió la acumulación de areniscas y rocas terrígenas de grano fino en un ambiente litoral con condiciones cálidas y húmedas (Formación Barril Viejo: Imlay, 1940b; Eguiluz



de Antuñano, 2001; Eguiluz de Antuñano & Chávez, 2002). La depositación durante el Hauteriviano–Barremiano estuvo marcada por un alto nivel del mar y fue representada por la acumulación de carbonatos (Formación Padilla: Imlay, 1940b), la depositación de evaporitas en un ambiente *sabkha* (Formación La Virgen: Humphrey & Díaz, 1956) y la formación de carbonatos arrecifales (Formación Cupido: Imlay, 1937) (Eguiluz de Antuñano, 2001; Eguiluz de Antuñano & Chávez, 2002; Goldhammer & Johnson, 2001; Leree, 1984; Vloten, 1995).

Durante el lapso Barremiano–Aptiano predominó la depositación de carbonatos asociados a una plataforma extensa (unidad Cupidito). En el Aptiano superior ocurrió la acumulación de lutitas y calizas arcillosas en un ambiente marino profundo (Formación La Peña; Imlay, 1936; Humphrey, 1949). Este tipo de sedimentación cambia a facies carbonatadas (Formación Tamaulipas Superior; Stephenson, 1922; Muir, 1936) durante el Albiano temprano–Albiano medio, la cuales fueron cubiertas durante el Albiano tardío por lutitas y calizas arcillas (Formación Sombrerete). Sobre esta unidad, es encontrada una unidad de caliza micrítica con nódulos de pedernal (Formación Georgetown; Hill, 1901) del Albiano tardío–Cenomaniano. Durante el Cenomaniano temprano ocurrió la depositación de una unidad de lutitas y areniscas (Formación Del Río), y de una unidad de calizas (Formación Buda; Hill, 1901) (Eguiluz de Antuñano, 2001; Eguiluz de Antuñano & Chávez, 2002; Goldhammer & Johnson, 2001; Vloten, 1995).

Para el Albiano ocurre la segunda fase de desarrollo de plataformas carbonatadas del Cretácico en el NE de México. Durante este lapso fueron depositadas calizas grises fosilíferas con nódulos de hierro y pedernal en un ambiente de rampa de bajo ángulo (Formación Aurora: Burrows, 1910) (Goldhammer & Johnson, 2001; Vloten, 1995). En el Albiano medio una gran cantidad de clásticos gruesos arribaron al mar debido a un cambio climático o al levantamiento del área continental. Durante el Albiano tardío y el Cenomaniano temprano fueron depositados sedimentos clásticos finos en un ambiente marino batial (Formación Cuesta del Cura: Imlay, 1936; Vloten, 1995).

Los estratos del Cretácico Superior no han sido bien preservados en la Cuenca de Sabinas debido a que esta fue exhumada durante un acortamiento de la región de antepaís como resultado de un levantamiento en el oeste y el noreste de México. Sin embargo, algunas áreas han conservado pocos estratos en la cuenca, los cuales consisten de calizas pelágicas intercaladas con litoarenitas carbonatadas y capas de lutita (Fitz-Díaz et al., 2018). En general, durante el Cretácico Tardío–Paleógeno, la sedimentación estuvo asociada a un ambiente marino de cuenca antepaís con aporte de terrígenos provenientes de la orogenia Laramide (Eguiluz de Antuñano & Chávez, 2002; González-Partida et al. 2008; Leree, 1984; Vloten, 1995).

Los estratos del Cenomaniano muestran un cuerpo de lutitas grises intercaladas con calizas tipo mudstone (Formación del Río), el cual está suprayacido por calizas tipo mudstone/wackestone de color gris claro (Formación Buda: Hill, 1901; Leree, 1984). Luego de esto, durante un período de alto nivel del mar en el Cenomaniano tardío–Turoniano temprano, ocurrió una sedimentación más terrígena en aguas tranquilas con condiciones anóxicas propias de una plataforma somera protegida por bancos de arena carbonatados. Estas condiciones permitieron la depositación de lutitas negras intercaladas rítmicamente con caliza arenosa y arenisca cementada por carbonato (Formación Eagle Ford: Hill, 1987; Albritton, 1941; Eguiluz de Antuñano, 2001; González-Betancourt et al., 2020; Leree, 1984; Vloten, 1995). Los depósitos pelágicos del Cenomaniano–Turoniano de las formaciones Buda e Eagle Ford fueron acumulados después del final de la inundación de las plataformas carbonatadas y durante un aumento importante del nivel del mar en la curva eustática de Haq et al. (1987). Esta depositación fue coetánea con la actividad volcánica del Pacífico, lo cual provocó la



acumulación de capas de bentonita en el Golfo de México (Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018). El aumento del nivel del mar mencionado provocó un evento de inundación eustático de primer y segundo orden que conectó el Golfo de México con el Mar Interior Occidental del Cretácico durante el Cenomaniano (Goldhammer & Johnson, 2001).

Durante el Coniaciano–Santoniano temprano fue depositada una serie de calizas gruesas gris claro intercaladas con lutitas calcáreas y tobas finas en un ambiente de plataforma somera (Formación Austin: Shumard, 1860; Eguiluz de Antuñano, 2001; Leree, 1984). Sobre esta unidad fueron depositadas lutitas negras laminadas correspondientes a un prodelta asociado a un ciclo de inundación durante el desarrollo inicial de la cuenca antepaís de la orogenia Larámide (Formación Upson: Dumble, 1892; Eguiluz de Antuñano, 2001). Sobre los estratos anteriores fueron depositadas unidades lutíticas y arenosas en un frente deltaico durante el Santoniano tardío–Campaniano temprano (Formación San Miguel: Dumble, 1892; Adkins, 1932), las cuales subyacen estratos de areniscas gruesas bandeadas de grano grueso a medio (Formación Olmos: Stephenson, 1927). Por último, durante el Maastrichtiano ocurrió la sedimentación de areniscas conglomeráticas con algunas lutitas y estratos de carbón en una llanura de inundación oscilante (Formación Escondido: Dumble, 1982; Eguiluz de Antuñano, 2001; Leree, 1984).

Rocas posteriores al Maastrichtiano no están preservadas en la Cuenca de Sabinas. Sin embargo, la presencia de estratos del Paleoceno constituidos por areniscas, limolitas y lutitas sugiere que la región experimentó una inundación marina post – Cretácica en condiciones de plataforma deltaica progradante. Este evento pudo cortar la sedimentación marina en la Cuenca de Sabinas y permitir la sedimentación continental (Eguiluz de Antuñano, 2001; Leree, 1984).

4. MATERIALES Y MÉTODOS

En este capítulo se presenta la localización y las principales características de los núcleos IR-1 e IR-2 que constituyen el principal objeto de esta investigación. Además, se describe el proceso utilizado para la preparación de las muestras, así como la metodología empleada. Para cada una de las técnicas aplicadas se detalla el fundamento científico y la manera en la que fue implementada en este trabajo. También se explica la forma como fueron integrados y analizados los resultados obtenidos.

4.1. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LOS NÚCLEOS IR-1 E IR-2

La sucesión sedimentaria estudiada en este trabajo corresponde a parte de la recuperada de los núcleos de los pozos IR-1 e IR-2. Ambos núcleos fueron perforados en el año 2013 por la Universidad Autónoma de Coahuila (UAdeC), y actualmente están albergados en el Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas (CIGA-UAdeC), ubicado en el municipio Nueva Rosita (Coahuila). El pozo IR-1 fue perforado cerca del límite noreste de la Cuenca de Sabinas sobre el Bloque Burro-Peyotes, mientras que el pozo IR-2 fue perforado en el extremo norte de dicha cuenca. El punto de perforación del IR-1 está localizado a 14 km al noreste del municipio de Nueva Rosita ($101^{\circ} 6' 18.94''$ W / $25^{\circ} 1' 12.53''$ N), mientras que la zona de perforación del IR-2 está ubicada a 8 km al NNW del municipio de Melchor Múzquiz, cerca del Rancho Nerio ($101^{\circ} 32' 49.41''$ W / $27^{\circ} 56' 43.43''$ N) (Figura 4.1).

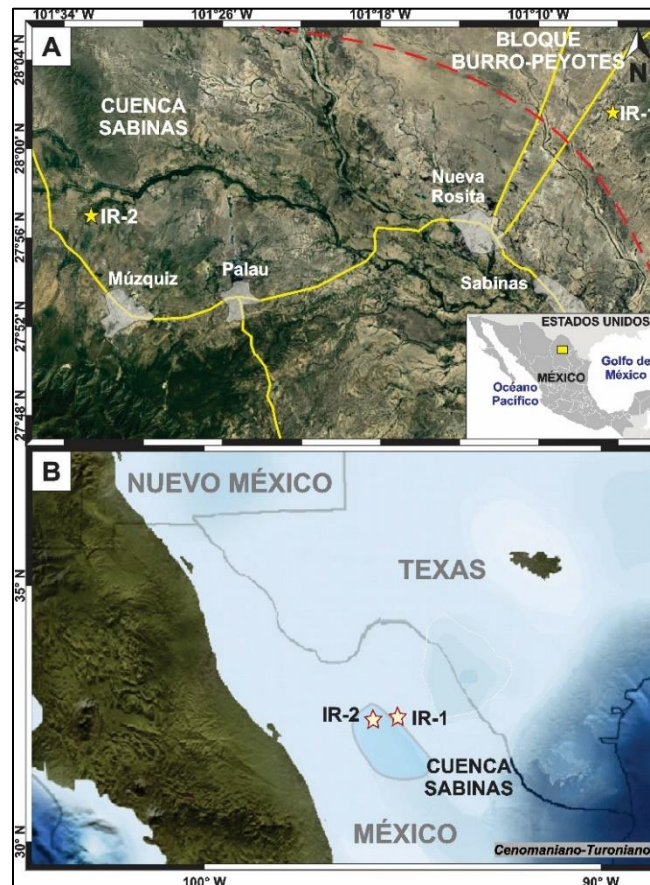


Figura 4.1. Ubicación de los núcleos IR-1 e IR-2 en la Cuenca de Sabinas sobre: (A) Imagen satelital (Google Earth, 2023). (B) Mapa paleogeográfico del Cenomaniano-Turoniano (modificado de Eldrett et al., 2015a).

El núcleo IR-1 contiene un total de 162.80 m de rocas sedimentarias que representan las formaciones Buda, Eagle Ford y Austin. En este trabajo fueron descritos y estudiados un total de 103.7 m, comprendidos en el intervalo 162.80–59.10 m, que corresponden a la parte superior de la Formación Buda, la Formación Eagle Ford en su totalidad, y la parte inferior de la Formación Austin (Figura 4.2A). El núcleo IR-2 recuperó un total de 380 m de sedimentos correspondientes a las formaciones Buda, Eagle Ford, Austin y Upson. En este trabajo fueron analizados 222.65 m, comprendidos dentro del intervalo 321.30–98.65 m, que representan la parte superior de la Formación Buda, la Formación Eagle Ford, y la parte inferior de la Formación Austin (Figura 4.2B).

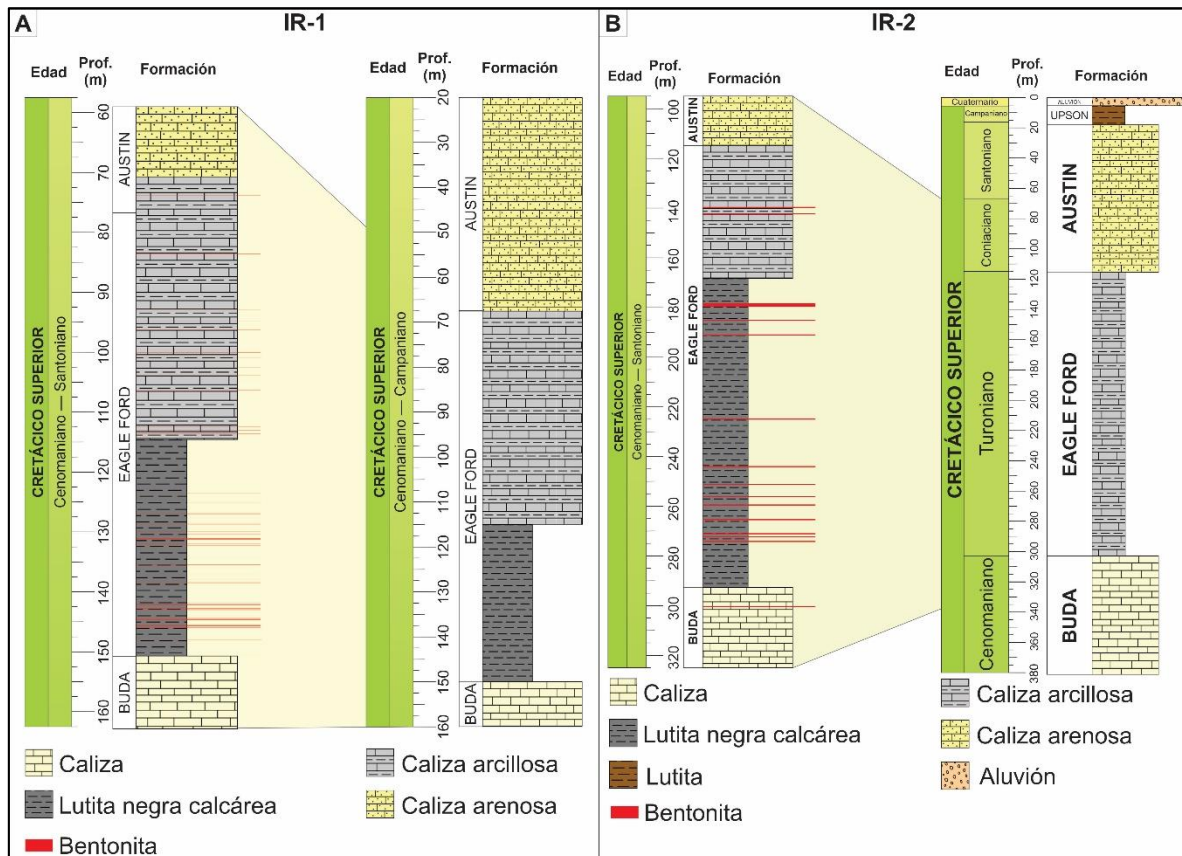


Figura 4.2. Columnas estratigráficas de los núcleos IR-1 e IR-2. (A) Derecha: columna generalizada del núcleo (modificado de Ruiz-Zamora, 2019). Izquierda: intervalo estratigráfico estudiado. (B) Derecha: columna generalizada del núcleo (modificado de Delgado, 2017). Izquierda: intervalo estratigráfico estudiado en este trabajo.

Ambos núcleos han sido estudiados con anterioridad por diversos autores, quienes, de manera general, usando un número relativamente reducido de muestras, lograron determinar las condiciones paleoambientales y el potencial como roca generadora de hidrocarburos de la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas (González-Negrette, 2019; Morales-Juárez, 2019; Ruiz-Zamora, 2019). En el caso del núcleo IR-2, Mesa-Rojas (2021) realizó un estudio sedimentológico, petrográfico y geoquímico en el que documentó los cambios en las condiciones redox y la productividad marina, así como la posición de algunos eventos de cambio global acelerado del Cretácico Tardío.



4.2. METODOLOGÍA

Esta investigación fue desarrollada en tres etapas principales: 1) caracterización macroscópica y petrofísica del núcleo y recolección de muestras, (2) aplicación de técnicas de laboratorio, e (3) integración e interpretación de resultados (Figura 4.3). Cabe aclarar que en este capítulo serán descritas las técnicas de laboratorio aplicadas sobre el núcleo IR-1 y solamente se hará referencia al núcleo IR-2 en caso de que haya sido aplicada una nueva técnica sobre él.

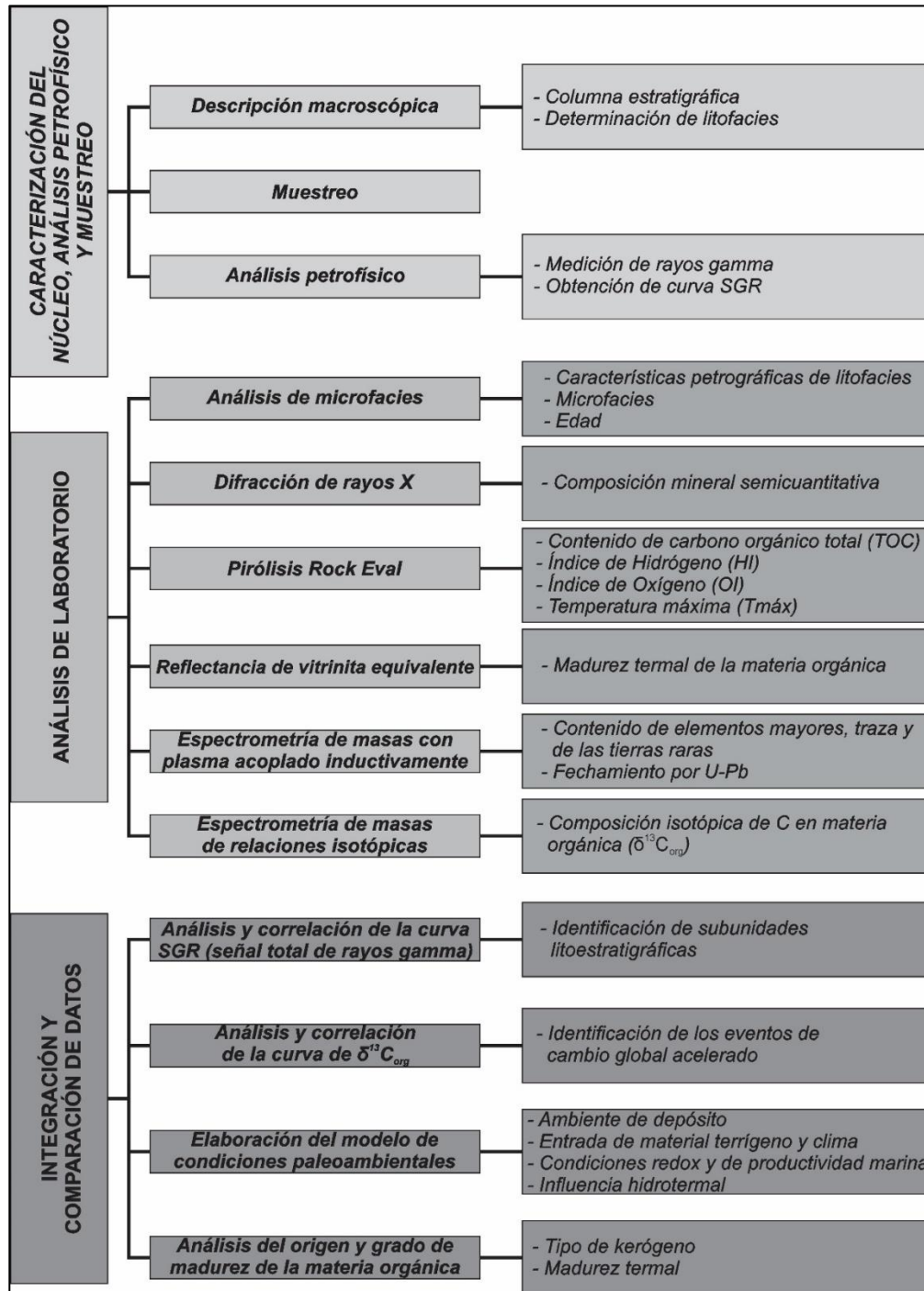


Figura 4.3. Metodología aplicada en esta investigación para los análisis realizados sobre los núcleos IR-1 e IR-2.



4.2.1. Caracterización del núcleo, recolección de muestras y medición de rayos de gamma

Durante esta etapa, realizada en el CIGA de la UAdeC, fueron descritos macroscópicamente y petrofísicamente 103.70 m del núcleo IR-1 y 222.65 m del núcleo IR-2. El intervalo del núcleo IR-1 corresponden a: (1) 11.95 m de la parte superior de la Formación Buda (162.80–150.85 m), (2) 71.85 m la Formación Eagle Ford (150.85–77.00 m), y (4) 17.9 m de la Formación Austin (77.00–59.10 m). El intervalo del núcleo IR-2 corresponde a: (1) 22.66 m de la parte superior de la Formación Buda (intervalo 321.30 – 298.64 m), (2) 163.64 m de la Formación Eagle Ford (298.64–135.00 m), y (4) 36.65 m de la Formación Austin (135.00–98.65 m).

4.2.1.1. Descripción macroscópica

La descripción macroscópica de ambos núcleos fue realizada en el CIGA de la siguiente manera. Cada caja contenedora, que resguarda un intervalo de 3.05 m dividido en cinco carriles de 0.61 m, fue revisada en compañía de las tres cajas siguientes con el fin de tener una mayor perspectiva estratigráfica del núcleo. Durante el análisis, realizado con flexómetro, lupas, tablas de colores y diagramas de litofacies, todo el intervalo estratigráfico fue humedecido con el objetivo de revelar el color real de la roca, las estructuras sedimentarias y los fósiles que pudieran estar ocultos por el polvo, la suciedad y la opacidad misma de la roca. Además, fue utilizada una fuente de luz artificial para identificar las láminas y los granos diseminados de pirita.

Los aspectos clave que fueron tomados en cuenta durante la caracterización de los núcleos fueron principalmente: (1) tipo de roca; (2) espesor de las capas; (3) textura, según la clasificación de Dunham (1962); (4) color, de acuerdo a la tabla de colores de Munsell (2011); (5) índice de bioturbación (BI), con base en la escala de Taylor & Goldring (1993); (6) color y orientación de las galerías; (7) estructuras sedimentarias; (8) macrofósiles, y (9) presencia de láminas y cristales diseminados de pirita. Todos estos aspectos fueron considerados para dividir la sucesión sedimentaria en litofacies tipo, con base en una clasificación modificada de la realizada por Minisini et al. (2018) para la Formación Eagle Ford en Texas. Aunque Mesa-Rojas (2021) realizó una descripción sedimentológica del núcleo IR-2, este autor no estableció una diferenciación en litofacies tipo.

Durante esta actividad se realizó el muestreo de rocas del núcleo IR-1, eligiendo una muestra aproximadamente cada metro y obteniendo material pulverizado directamente del núcleo cada 10-90 cm. Este material pulverizado fue obtenido utilizando un taladro Dremel 3000 equipado con una broca de carburo de tungsteno. El material pulverizado fue albergado en bolsas de papel para su posterior homogenización en un mortero de ágata. Además, también se recolectaron fragmentos del primer nivel de bentonita en la base de la Formación Eagle Ford de cada núcleo. Por último, la primera bentonita encontrada en cada núcleo dentro de la Formación Eagle Ford fue muestreada para la datación U-Pb de zircones.

4.2.1.2. Espectrometría de Rayos de Gamma

Los elementos radiactivos de la serie torio (Th), uranio (U) y potasio (K) emiten la mayor parte de la radiación gamma natural observada en el planeta. El K es común en la mayoría de sedimentos que contienen feldespato, micas, arcillas o sales cloruradas, mientras que el U y el Th están presentes principalmente en un gran número de minerales asociados a rocas sedimentarias, como las arcillas,

los fosfatos, la materia orgánica y los minerales pesados (p. ej. uraninita, carnotita, torita, torianita) (Wignall & Myers, 1988; Ruffell & Worden; 2000).

Una de las herramientas petrofísicas más usadas en la industria petrolera para la correlación de pozos es el registro de rayos gamma. El registro de este tipo de rayos es un proceso que consiste en la interacción de los rayos gamma con el material presente en el detector con la finalidad de convertir una parte, o toda la energía, en radiación ionizante. La degradación natural de los materiales genera rayos gamma continuamente, por lo que los electrones emitidos pueden ser detectados como una señal eléctrica por cada rayo gamma (Myers & Bristow, 1989; Ruffell & Worden, 2000; Ellis & Singer, 2007).

El estudio espectrométrico de los núcleos IR-1 en IR-2 se realizó empleando un escintilómetro portátil RS-125 Super Spec (Figura 4.4). El equipo fue atado al techo de una sala de 5x5 m. Debajo de este, sobre una mesa de acero, fueron dispuestos cada uno de los carriles de los núcleos. La medición se realizó procurando el contacto total entre el detector y los fragmentos de núcleo durante 120 s. La señal de rayos gamma estándar (SGR) fue calculada a partir de las concentraciones elementales de U, Th y K, usando la ecuación de Ellis (1987) & Luthi (2001).



Figura 4.4. Obtención de la señal de rayos gamma estándar. (A) Escintilómetro RS 125 SUPER SPEC utilizado para el análisis de rayos gamma de los núcleos IR-1 e IR-2. (B) Proceso de medición de rayos gamma implementado en los núcleos IR-1 e IR-2.

4.2.2. Análisis de laboratorio

Todas las muestras de roca recolectadas del núcleo IR-1 fueron descriptas detalladamente y fotografiadas en el Laboratorio de Análisis de Cuencas Sedimentarias (LACUS) del Instituto de Geología (IGL)-UNAM, con el uso de una caja de luz y una cámara Nikon COOLPIX B500. Para la realización de los análisis geoquímicos, las muestras fueron perforadas utilizando un taladro Dremel equipado con un fresón de carburo de tungsteno. Tanto el polvo extraído de las muestras como el obtenido directamente del núcleo fue molturado y homogenizado con un mortero de ágata, hasta obtener un tamaño de partícula menor a 75 μm . Finalmente, el polvo de cada muestra fue dispuesto en diferentes alícuotas.

4.2.2.1. Análisis de microfacies

El análisis de microfacies es una técnica interdisciplinaria, económica y rápida que integra aspectos biológicos, ecológicos y sedimentarios para determinar las características sedimentológicas y paleontológicas de una roca (Flügel, 2010). Este permite, dentro de otras cosas, la identificación de componentes y la deducción de condiciones ambientales de depósito (p. ej. sitio de depósito y procesos asociados, nivel de energía, disponibilidad de nutrientes, grado de oxigenación, entre otros.).

En este trabajo, esta técnica se aplicó a 124 láminas delgadas del núcleo IR-1 con el objetivo de: (1) caracterizar microscópicamente las litofacies establecidas, (2) reconocer las principales microfacies tipo, e (3) identificar bioeventos de nanofósiles calcáreos que permitan el establecimiento de edades. Las muestras fueron analizadas con un microscopio petrográfico Carl Zeiss modelo Primotech equipado con una cámara Axios de 3 MP, que está ubicado en el LACUS (Figura 4.5).



Figura 4.5. Microscopio petrográfico Carl Zeiss Primotech utilizado para el análisis microscópico detallado del núcleo IR-1.

La descripción de microfacies se enfocó en los siguientes aspectos: (1) fábrica; (2) abundancia de aloquímicos y ortoquímicos, utilizando los diagramas de abundancia y categorías de abundancia relativa de Bacelle & Bosellini (1965) y Flügel (2010), respectivamente; (3) tipo de aloquímicos, y (4) textura, con base en la clasificación de Dunham (1962). Todos estos aspectos fueron considerados para el establecimiento de las microfacies tipo.

La identificación de nanofósiles calcáreos fue realizada por la geóloga Andrea Lizeth Ospina Muñoz, para muestras del núcleo IR-1 siguiendo las técnicas de preparación de Backman & Shackleton (1983), los parámetros de abundancia y preservación de Burnett et al. (1998) y Río et al. (1990), respectivamente, y la clasificación de morfoespecies expuesta en la base de datos Nannotax3. Las biozonas de nanofósil calcáreo se basaron en el esquema de Sissingh (1977).

4.2.2.2. Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X (XRD) es una poderosa técnica analítica rápida y no destructiva que permite la caracterización de la naturaleza del material cristalino mediante la identificación semicuantitativa de los minerales presentes (tipo y abundancia) (Moore & Reynolds, 1997; Waseda et al., 2011; Suryanarayana & Norton, 2013; Bunaciu et al., 2015). Está basada en la interacción dada entre un haz de rayos X monocromático y una muestra. La interacción del haz con la muestra ocurre cuando un rayo difractado satisface la Ley de Bragg ($n\lambda = 2d \cdot \sin \theta$) que relaciona la longitud de onda de la radiación electromagnética con el ángulo de difracción y el espaciamiento de la red cristalina dispuesta en un objeto (Whittig, 1965; Epp, 2016; Dutrow & Clark, 2017). Para conocer la composición mineral la muestra debe ser pulverizada con el fin de que las estructuras cristalinas tengan un arreglo aleatorio, y así los rayos X puedan ser difractados en todas las direcciones posibles dentro de la red cristalina. La identificación de cada fase mineral es lograda debido a que toda sustancia cristalina presenta un diagrama de rayos X característicos (difractograma) que puede ser comparado con diferentes bases de datos (p. e. *Joint Committee on Powder Diffraction Standards*) (Whittig, 1965; Dutrow & Clark, 2017; Borromeo et al., 2019).

Esta técnica fue aplicada en este trabajo a 118 muestras del núcleo IR-1, con el uso de un Difractómetro PANalytical EMPYREAN (figura 4.6) ubicado en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) del IGL-UNAM. Este difractómetro está equipado con filtro de níquel, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D. Las muestras procesadas fueron medidas utilizando un portamuestras de aluminio y la medición se realizó dentro del intervalo angular 2θ entre 5° y 70° en un escaneo por pasos con un "stepscan" de 0.003° (2θ) y un tiempo de integración de 40 s por paso. El software HighScore v4.5 permitió el análisis de los difractogramas obtenidos, los cuales fueron comparados con las bases de datos del *International Center for Diffraction DATA* (ICDD) y del *Inorganic Crystal Structure Database* (ICSD).



Figura 4.6. Difractómetro PANalytical EMPYREAN usado para la determinación semicuantitativa de la composición mineral del núcleo IR-1.

4.2.2.3. Pirólisis Rock Eval

Esta técnica, desarrollada por el Instituto Francés del Petróleo, determina la cantidad, tipo y grado de madurez de la materia orgánica preservada por una roca. Es un análisis llevado a cabo generalmente por la industria petrolera debido a que permite, en muy poco tiempo, determinar cierta información de las rocas estudiadas, como el potencial petrolífero y la madurez termal del kerógeno (Katz, 1983; Espitalié, 1985; Lafargue et al, 1998; McCarthy et al., 2011). El proceso analítico consiste en someter la muestra a un aumento de temperatura programado en una atmósfera inerte de helio o nitrógeno, y así acelerar las reacciones químicas llevadas a cabo en los componentes de la roca. La descomposición química de la materia orgánica refleja los cambios producidos en el subsuelo (Espitalié, 1985; Sykes & Snowdon, 2002).

Para esta investigación, esta técnica fue aplicada a 64 muestras del núcleo IR-1 mediante el uso de un instrumento Rock Eval™ 6 ubicado en el Instituto de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Lausana (Suiza) (Figura 4.7). Para el análisis se siguió el método de Behar et al. (2001) y se utilizó el estándar IFP 160000.

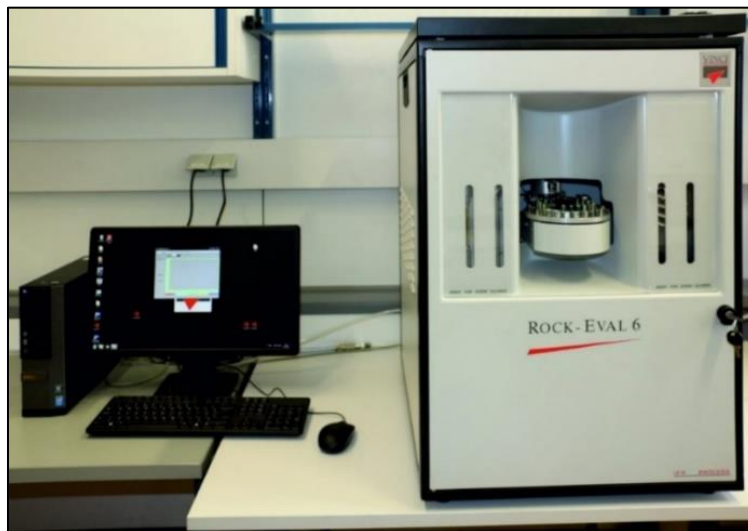


Figura 4.7. Equipo Rock Eval™ 6 utilizado para evaluar el potencial como roca generadora de la Formación Eagle Ford.

Los parámetros obtenidos durante este estudio fueron: (1) contenido de carbono orgánico total (TOC, %); (2) índice de Hidrógeno (HI, mg HC/g TOC, HC: hidrocarburo); (3) índice de Oxígeno (OI, mg CO₂/g TOC); y (4) $T_{m\acute{a}x}$ (°C). Los valores de OI, HI y $T_{m\acute{a}x}$ fueron utilizados para determinar el tipo de kerógeno y el grado de madurez de la materia orgánica, considerando únicamente las muestras con valores con TOC \geq a 0.2 % (Espitalié et al., 1985).

4.2.2.4. Reflectancia de vitrinita equivalente

La petrología orgánica, desarrollada inicialmente para el estudio del carbón, es una herramienta útil para el estudio de la materia orgánica dispersa en rocas sedimentarias debido a que permite la caracterización de la madurez termal de una unidad (Suárez-Ruiz et al., 2012; Hackley & Cardott et al., 2016). Los estudios de petrografía orgánica incluyen el análisis de reflectancia de la vitrinita, el cual permite determinar el grado de madurez de la materia orgánica. Además, este análisis aporta suficiente información sobre el origen, la evolución y el potencial petrolífero de las cuencas sedimentarias.

Para este trabajo, esta técnica fue aplicada a 3 muestras del núcleo IR-1 y 4 muestras del núcleo IR-2, con el uso de un microscopio óptico acoplado a un espectrómetro con luz monocromática ajustada a 546 nm (Figura 4.8), ubicado en el CIGA de la UAdeC. La preparación de las muestras (briquetas) fue realizada según la norma ISO 7404-2 (*Methods for the petrographic análisis of coals – Part 2 Methods of preparing coal samples*) y la reflectancia de la vitrinita se determinó utilizando el procedimiento establecido en la norma ASTM D7708-11 (*Microscopical Determination of the Reflectance of Vitrinite Dispersed in Sedimentary Rocks*). La preparación y el análisis fueron realizados por el Mtro. Genaro de la Rosa Rodríguez. Los valores de reflectancia de vitrinita fueron calculados a partir de los valores de reflectancia de bitumen (reflectancia de vitrinita equivalente, % RO_{Eq}), usando la ecuación de Landis & Castaño (1995):

$$\%RO_{Eq} = \frac{\%RB + 0.41}{1.09}$$



Figura 4.8. Microscopio óptico acoplado a un espectrómetro con luz monocromática ubicado en la Escuela Superior de Ingeniería de la UAdeC.

4.2.2.5. Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente

La espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) es una técnica altamente sensible que permite el análisis inorgánico multielemental. Esta técnica detecta de forma precisa, cualitativa y cuantitativa la mayoría de los elementos de la tabla periódica presentes en una muestra líquida o sólida (Taylor, 2001; Lin et al, 2016). Debido a esto, la técnica de ICP-MS es muy utilizada en ciencias de la Tierra con el fin de determinar la composición química elemental de rocas, sedimentos, suelos, plantas, materia orgánica, entre otros (Jenner et al., 1990; Schönbacher, 2016). Su fundamento consiste en la generación de iones a una temperatura de 6000–8000 K (plasma acoplado inductivamente), mediante la transformación de la muestra a un aerosol, y su interacción con un flujo continuo de argón en un campo magnético oscilatorio. Cuando el plasma interactúa con la muestra esta es vaporizada, atomizada y ionizada (Wilschefski & Baxter, 2019). Posteriormente, los iones son separados y detectados a medida que pasan a través de una interfase de vacío y diferentes lentes iónicas. Los iones son separados con base en su carga y masa para luego ser medidos por el detector, y así obtener cuantitativamente la abundancia de los diferentes elementos (Van Lichtenvelde et al., 2008; Gross, 2017).

Esta técnica fue aplicada en este trabajo a 246 muestras del núcleo IR-1 en Activation Laboratories Limited (ActLabs), utilizando un espectrómetro de masas Perkin Elmer Sciex ELAN 6100 (Figura 4.9) y el paquete analítico Ultratrace 6. La metodología implementada es la desarrollada por ActLabs (actlabs.com).



Figura 4.9. Espectrometro de masas Perkin Elmer Sciex ELAN 6100 utilizado para determinar la composición química de las muestras del núcleo IR-1

4.2.2.6. Espectrometría de masas de relaciones isotópicas

La espectrometría de masas de relaciones isotópicas (IRMS) es una técnica utilizada para determinar la abundancia relativa de los isótopos estables de elementos como carbono, hidrógeno, oxígeno, nitrógeno y azufre en una muestra. Está basada en la separación de los átomos que componen las diferentes mezclas isotópicas según la diferencia entre la masa atómica y la frecuencia vibracional de cada átomo. De esta manera, es posible determinar la abundancia absoluta de cada especie isotópica (relación isotópica) de los elementos presentes en una muestra (Hoefs, 2009).

Para esta investigación, el análisis de la composición isotópica de carbono en materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) fue realizado a 64 muestras del núcleo IR-1, con el espectrómetro de masas de relaciones isotópicas Thermo Finnigan Delta V Advantage del Instituto de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Lausane (Suiza) (Figura 4.10). El análisis fue implementado según la metodología propuesta por Révész & Landwehr (2002). Los resultados están reportados en notación delta (δ), y expresados en permil (‰), en relación al estándar *Vienna-Pee Dee Belemnite* (V-PDB).



Figura 4.10. Espectrómetro de masas de relaciones isotópicas Thermo Finnigan Delta V Advantage utilizado para conocer la relación isotópica de C en materia orgánica de las muestras del núcleo IR-1.

4.2.2.7. Geocronología de U-Pb de granos de zircón

El fechamiento por U-Pb en minerales del grupo del zircón es una de las técnicas más eficientes, reconocidas y utilizadas para cuantificar el tiempo y la edad de los eventos geológicos (Gehrels et al., 2008). Está basado en la medición de los isótopos padres (^{238}U) e hijos (^{206}Pb) cuya abundancia es determinada por el decaimiento radioactivo que sufren los primeros al formar los segundos durante un tiempo de vida media ya establecido (Schoene, 2014). Los minerales del grupo del zircón son utilizados frecuentemente para realizar este tipo de fechamiento ya que son considerablemente estables al ser sometidos a cambios extremos de las condiciones ambientales.

En este trabajo la datación por U-Pb fue aplicada a los granos de zircón de los niveles de bentonita recolectados de los núcleos IR-1 e IR-2, usando un espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente Thermo X Series II (Figura 4.11). Este análisis fue realizado según la metodología reportada en Solari et al. (2018).



Figura 4.11. Espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente Thermo X Series II usado para la datación de bentonitas por U-Pb.

Los datos fueron graficados en un diagrama tipo Tera & Wasserburg (1972), usando el programa Isoplot Versión 4.0 (Ludwig, 2008), y en el estimador de densidades de Kernel, con el fin de interpretar el conjunto de edades presentes en cada muestra.

4.2.3. Integración y comparación de datos

4.2.3.1. Análisis y correlación de la curva SGR

La señal total de rayos gamma (SGR) de cada núcleo fue procesada estadísticamente calculando la media y la varianza móvil en conjuntos de 3 y 5 datos con el fin de identificar los principales puntos de inflexión de esta curva. Estos puntos de inflexión permitieron dividir el intervalo estratigráfico de estudio en unidades petrofísicas que fueron la base para la correlación entre los núcleos. Además, la curva SGR de los núcleos IR-1 e IR-2 obtenida se comparó con otras de la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas (Sección San Lucas – Enciso-Cárdenas et al., 2021; núcleo B – Martínez, 2015) y de Texas (Sección Lozier Canyon Gardner et al., 2013; Shell Iona-1 Minisini et al., 2018; núcleo Fasken-A – Lowery et al., 2014; núcleo A – Tian et al., 2013), con el objetivo de establecer una correlación regional que permita la identificación de miembros y otras unidades litoestratigráficas de esta formación.



4.2.3.2. Análisis y correlación de la curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

Dentro de la curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ del núcleo IR-1 fueron identificadas las principales excursiones isotópicas, considerando la amplitud y posición estratigráfica de cada una de estas. Además, esta curva fue correlacionada con otras curvas coetáneas en México (Cuenca de Sabinas, núcleo IR-2 – Mesa-Rojas, 2021; Cuenca Tampico-Misantla, sección Tlacolula – Colín-Rodríguez et al., 2022) y distintas partes del mundo (Inglaterra, Sección Eastbourne – Paul et al., 1999; Jarvis et al., 2011; Texas, Sección Lozier Canyon – Lowery et al., 2014), con el fin de identificar los intervalos estratigráficos equivalentes a distintos eventos de cambio global acelerado.

4.2.3.3. Elaboración del modelo de condiciones paleoambientales

Las litofacies y microfacies tipo definidas de los núcleos IR-1 e IR-2 se usaron como base para establecer el ambiente de depósito. El establecimiento del sitio de depósito se basó en la comparación de las microfacies tipo con las establecidas por Flügel (2010) para una plataforma carbonatada bordeada, y su posicionamiento según los cinturones de facies de Wilson (1975).

La integración de los datos petrográficos, mineralógicos y geoquímicos obtenidos permitió la elaboración de un modelo que resume los cambios en las condiciones climáticas y oceanográficas. Las variaciones en el contenido de material terrígeno y el clima en el área fuente se evaluaron a partir de: (1) cambios en las concentraciones de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 y Zr; (2) el índice detrítico (DI), y (3) el índice de alteración química (CIA).

El índice detrítico (DI) se calculó según la fórmula utilizada por Mort et al. (2008) y Fantasía et al. (2018). Variaciones en los valores de este índice representan cambios en la cantidad de materiales detríticos que ingresaron a la cuenca (Mort et al., 2008; Duchamp-Alphonse et al., 2011; Kalanat et al., 2018; Benamara et al., 2020).

$$DI = \frac{\%Cuarzo + \%Filosilicatos + \%Feldespatos}{\%Carbonatos}$$

Las concentraciones de elementos mayores fueron utilizadas para calcular el Índice de Alteración Química (CIA), que representa el grado de intemperismo experimentado por la roca fuente de los sedimentos estudiados, en relación a las condiciones climáticas. Este parámetro se calculó mediante la ecuación propuesta por Nesbitt & Young (1982).

$$CIA = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \times 100$$

En esta ecuación, el CaO^* representa el CaO asociado a la fracción detrítica de la roca, sin incluir carbonatos, sulfatos ni fosfatos (McLennan, 1993). Para este trabajo fue necesario aplicar la corrección de McLennan (1993). Los valores de CIA fueron interpretados de la siguiente forma: (1) clima caliente y húmedo para valores entre 80 y 100; (2) clima cálido y húmedo para valores entre 70 y 80; y (3) clima frío y/o árido para valores entre 50 y 70 (Nesbitt & Young, 1982; McLennan, 1993; Fedo et al., 1995; Li & Yang, 2010; Yan et al., 2010; Núñez-Useche et al., 2015).

Las condiciones redox y de productividad marina, al igual que la influencia hidrotermal, se evaluaron a partir de las variaciones en las concentraciones de elementos traza redox-sensibles (U, V, Mo, Mn),



sensibles a la productividad marina (Ni, Cu, Cd) y asociados a hidrotermalismo (Co, Sc, Cr, Fe, Mn, Th, Y, La) (Brumsack, 2006; Tribovillard et al., 2006; Algeo & Tribovillard, 2009). Las concentraciones de los elementos en cuestión fueron normalizadas respecto al aluminio para eliminar el efecto de dilución producto de variaciones en el aporte de material detrítico, y reflejar solo la abundancia autigénica. El aluminio es un indicador de la fracción detrítica continental ya que es común encontrarlo en arcillas y aluminosilicatos detríticos (Van der Weijden, 2002; Brumsack, 2006; Tribovillard et al., 2006). El factor de enriquecimiento (EF) fue calculado respecto a los valores de la lutita promedio (*average shale*) establecidos por Turekian & Wedepohl (1961). La fórmula utilizada para el cálculo del EF fue la propuesta por Brumsack (2006).

$$EF_{Elemento} = \frac{\left(\frac{Elemento}{Al}\right)_{muestra}}{\left(\frac{Elemento}{Al}\right)_{average\ shale}}$$

Las concentraciones de elementos mayores (Al, Ti, Zr, Fe, Na, Mg, Ca, K, P) y los factores de los elementos traza redox-sensibles (U, V, Mo, Mn) y sensibles a la productividad (Ni, Cu, Cd, Zn) fueron integrados mediante un análisis de componentes principales (PCA) para el núcleo IR-1. Esto permitió evaluar la relación entre las variables e identificar los factores que controlaron la variación ambiental durante el depósito (Bergamo et al., 2016; Kechiched et al., 2020; Onoue et al., 2021).

Cambios en las condiciones redox durante el depósito de los sedimentos del núcleo IR-1 fueron también evaluados a partir de la anomalía de Cerio (Tachikawa et al., 1999; Dubinin, 2004; Ling et al., 2013; Tostevin et al., 2016), usando la ecuación establecida por Lawrence et al. (2006):

$$Ce/Ce^* = \frac{Ce_{PAAS}}{Pr_{PAAS}^2 / Nd_{PAAS}}$$

Es esta ecuación los valores de Ce_{PAAS} , Pr_{PAAS} y Nd_{PAAS} hacen referencia a los valores normalizados con el estándar *Post Archean Australian Shale* (PAAS) (Taylor & McLennan, 1985).

La influencia hidrotermal durante el depósito de la sucesión de los núcleos IR-1 e IR-2 fue evaluada mediante diferentes indicadores: (1) cambios en las concentraciones y en el EF de Co, Sc, y Cr (2) $Al/(Al+Fe+Mn)$ (Boström, 1975; Barret, 1981; Boström, 1983; Racki et al., 2002; Yudina et al., 2002; Dias & Barriaga, 2006; Piszczowska, 2020; Li et al., 2021); (3) Cr/Th (Cullers, 1994, 2000, 2002; Armstrong-Altrin et al., 2013); e (4) Y/Ho (Bau et al., 1995; Bau & Dulski, 1999; Bao et al., 2008). Los indicadores hidrotermales para el núcleo IR-2 fueron calculados a partir de los datos obtenidos por Mesa-Rojas (2022).

4.2.3.4. Análisis del origen y grado de madurez de la materia orgánica

La madurez termal y el índice de producción de la Formación Eagle Ford fue determinada a partir de diagramas T_{max} vs. HI e Índice de Producción vs. T_{max} respectivamente. Cabe resaltar que para conocer el índice de producción de las muestras del núcleo IR-2 fueron utilizados los datos obtenidos por Mesa-Rojas (2022). El índice de producción fue establecido según la fórmula:

$$\text{Índice de Producción} = \frac{S_1}{S_1 + S_2}$$



Aunado a esto, el tipo de Kerógeno fue determinado mediante los diagramas de Van Krevelen (HI vs. OI) y TOC vs. S_2 , mientras que la madurez termal de la materia orgánica se evaluó analizando los valores de HI vs. T_{max} y los valores de reflectancia de vitrinita equivalente (Ro_{Eq}).

5. RESULTADOS

En este capítulo son mostrados los resultados obtenidos a partir de los análisis sedimentológicos, petrofísicos, petrográficos, mineralógicos y geoquímicos realizados sobre los núcleos IR-1 e IR-2. Estos datos representan el pilar base para (1) la reconstrucción de las condiciones paleoambientales que tuvieron lugar durante el depósito de la Formación Eagle Ford, y (2) la determinación del potencial de esta unidad estratigráfica como roca generadora de hidrocarburos.

5.1. CARACTERIZACIÓN DEL NÚCLEO

5.1.1. Descripción sedimentológica

- Formación Caliza Buda

Esta unidad está compuesta por caliza masiva de color gris (N5) a gris claro (N7) con un índice de bioturbación moderado a alto (BI= 3–5). Las capas de caliza tienen entre 30 y 50 cm de espesor aproximadamente (Figura 5.1A). Las galerías con orientación vertical, sub-vertical y sub-horizontal son relativamente abundantes, tienen longitudes de 10 cm aproximadamente y diámetros de 2 a 3 cm. Estas exhiben una forma de tubo y están rellenas por material más fino y oscuro, lo cual les otorga un patrón de color *Dark on Light* (DOL) (Figura 5.1B-D). La caliza presenta una textura packstone/wackestone y contiene espinas de peces y fragmentos de inocerámidos diseminados. Estilolitos perpendiculares y horizontales que han sido rellenos por bitumen residual aparecen regularmente (Figura 5.1E), así como fracturas oblicuas y verticales rellenas por carbonatos (Figura 5.1D). Las capas de caliza generalmente están delimitadas por enjambres de estilolitos o niveles delgados de mudstone negro carbonoso de 3 a 10 cm de espesor (Fig. 5.1E).

Hacia la parte superior de esta formación se identificaron láminas de pirita (espesor menor a 1 mm), así como nódulos o granos diseminados de este mismo mineral. Por otra parte, los nódulos de carbonato y los estilolitos se encuentran distribuidos a lo largo de toda la formación. Particularmente, en el núcleo IR-2 se puede observar la presencia de icnofósil del tipo *Zoophycos* (Figura 5.1F). El contacto entre las formaciones Buda e Eagle Ford está marcado por un cambio notorio de calizas grises a mudstones negros.

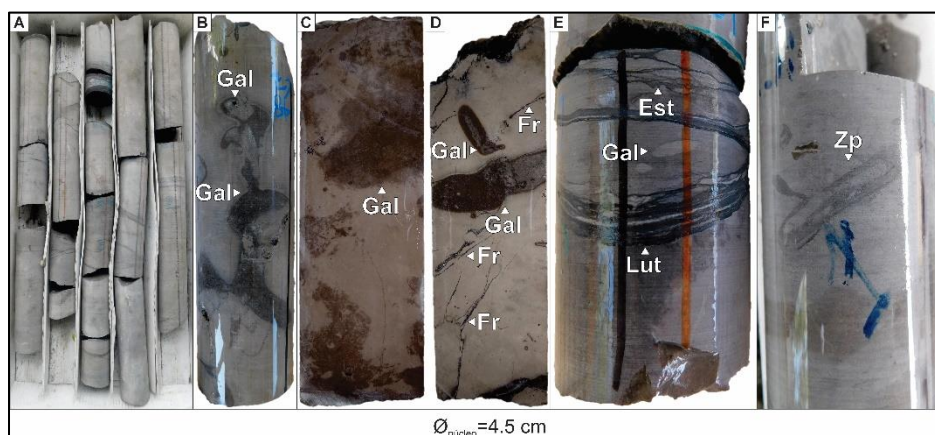


Figura 5.1. Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos de la Formación Buda. (A) Capas gruesas de caliza de aproximadamente 30 cm de espesor. (B-C) Fotografías del color y la textura de la roca, y de la disposición de las galerías. (D) Fotografía de la disposición de las galerías y las fracturas. (E) Estilolitos, niveles de mudstone y galerías. (F) Presencia del icnofósil *Zoophycos*. Gal: Galerías. Fr: Fracturas. Est: Estilolitos. Lut: mudstone. *Zoophycos* (Zp).



- **Formación Eagle Ford**

• **Miembro inferior**

El miembro inferior de la Formación Eagle Ford consta de capas gruesas de mudstone negro carbonoso calcáreo (Figura 5.2A-B) intercalados con algunos niveles de caliza oscura, caliza recristalizada y bentonita (Figura 5.2). El mudstone presenta color negro (N1), laminación plano-paralela, un índice de bioturbación nulo o muy bajo (BI =0-1), textura mudstone/wackestone, y láminas de pirita de 0.2 a 0.5 cm de espesor. Los niveles de mudstone negro frecuentemente contienen láminas de color blanco de 0.1 a 0.3 cm de grosor, las cuales ocasionalmente están agrupadas y otorgan a la roca una apariencia de láminas negras y blancas intercaladas (Figura 5.2C, I, J). Las láminas claras generalmente presentan bases erosivas y aumentan su frecuencia de aparición hacia la parte superior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford.

Los niveles de caliza presentan un color oscuro dominante, con algunas estructuras sedimentarias como rizaduras, bases erosivas y laminación ondulada (Figura 5.2D, F, K). Tienen textura tipo packstone y en ocasiones pueden estar recristalizadas (Figura 5.2E). Regularmente están asociadas a restos de peces y fragmentos de conchas de inocerámidos. Estos niveles de caliza ocurren principalmente en la parte inferior de este miembro de la Formación Eagle Ford en el núcleo IR-1. Sin embargo, en el núcleo IR-2 estos niveles aparecen en la parte inferior y superior de este miembro. Por otra parte, la caliza recristalizada presenta una textura grainstone, es de color gris medio (N4), posee tamaño de grano arena fina a media y contiene restos de peces y prismas de inocerámidos (Figura 5.2E).

Los niveles de bentonita presentan un color verdoso y su espesor varía de 0.1 a 7 cm (Figura 5.2C). A menudo están asociados a láminas de pirita y, en los niveles más gruesos se pueden identificar galerías sub-verticales. La bentonita ocurre principalmente en la parte inferior y media del miembro inferior de la Formación Eagle Ford. Los fragmentos de inocerámidos en ocasiones se presentan como acumulaciones de 1 a 2 cm de espesor.

Otras estructuras sedimentarias que se presentan con menor ocurrencia en este miembro son: laminación cruzada, rizaduras, laminación convoluta, fallas sin-sedimentarias, estructuras en flama y estructuras de carga (Figura 5.2F-J, L).



Figura 5.2. Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos del miembro inferior de la Formación Eagle Ford. (A) Capas de mudstone negro carbonoso calcáreo de hasta 60 cm de espesor. (B) Color y textura del mudstone negro carbonoso. (C) Intercalación de láminas claras y oscuras y capa de bentonita. (D) Superficie erosiva a la base de una capa delgada de caliza. (E) Caliza recristalizada de la litofacies L1. (F) Superficie erosiva a la base de una lámina clara y rizadura. (G) Estructuras en flama. (H) Rizaduras y laminación convoluta. (I) Deformación por falla sinsedimentaria. (J) Laminación cruzada. (K) Superficies erosivas en capas de caliza. (L) Laminación convoluta y fallamiento sinsedimentario. L1: Litofacies de caliza recristalizada. Fm: estructuras en flama. Riz: rizaduras. Ds: deformación o fallamiento sinsedimentario. Cx: laminación cruzada. Con: laminación convoluta. B: bentonita. Ero: superficie erosiva.

- **Miembro superior**

El miembro superior de la Formación Eagle Ford está compuesto por caliza de color gris medio claro (N6) intercalada con algunos niveles delgados de mudstone negro carbonoso calcáreo, caliza negra y bentonita verdosa (Figura 5.3). La caliza presenta una tonalidad gris oscuro (N3) a medio claro (N6), un índice de bioturbación moderado a alto (BI=3-4) y textura tipo wackestone (Figura 5.3A-C). Las galerías están dispuestas de forma horizontal a sub-horizontal principalmente y tienen un patrón de coloración *Light on Dark* (LOD), aunque ocurren algunas galerías con patrón de coloración *Dark on Light* (DOL) (Figura 5.3C-D). Esta caliza está intercalada en todo este miembro con niveles

delgados de mudstone negro carbonoso de 2 a 3 cm de espesor, los cuales presentan un índice de bioturbación bajo (BI= 0-1).

En la parte inferior de este miembro ocurren niveles de caliza oscura con textura tipo wackestone/packstone y bases erosivas (Figura 5.3E). Estos niveles tienen un espesor menor a 5 cm. En este intervalo también ocurren niveles de bentonita de 0.1 a 2 cm de espesor. Las láminas de pirita son milimétricas (hasta 1 mm). Además de aparecer en láminas, la pirita también puede presentarse como granos diseminados o nódulos de 1 cm de diámetro.

Otras características importantes son la ocurrencia de restos de peces y los fragmentos de conchas de inocerámidos. Estos últimos presentan tamaños mayores a los encontrados en el miembro inferior de esta formación, presentan imbricación, y frecuentemente se presentan en acumulaciones de 1 a 5 cm (Figura 5.3E). Además, este miembro de la Formación Eagle Ford presenta estructuras sedimentarias como laminación ondulada y bases erosivas asociadas a las calizas oscuras.

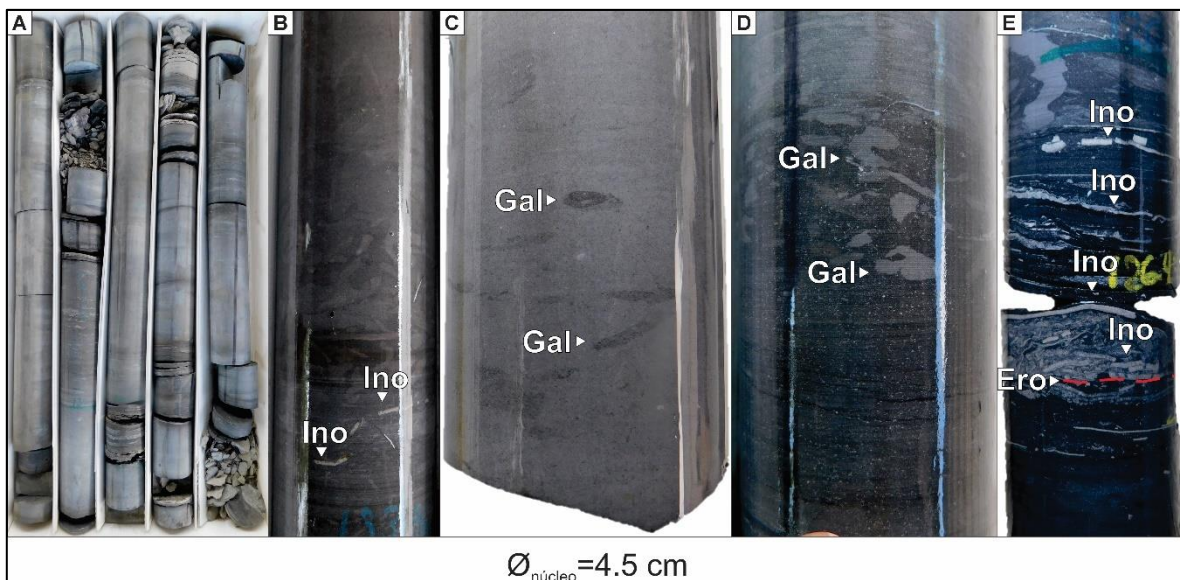


Figura 5.3. Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos del miembro superior de la Formación Eagle Ford. (A) Capas gruesas de caliza gris claro de hasta 1 m de espesor. (B) Color y textura de la roca e inocerámidos. (C) Galerías con patrón de coloración DOL. (D) Galerías con patrón de coloración LOD. (E) Acumulación de inocerámidos y base erosiva. Ino: Inocerámidos. Gal: Galerías. Ero: Superficie erosiva.

- Formación Austin

Esta unidad está compuesta por caliza color gris (N5) con un grado de bioturbación moderado (BI =3-4), intercalada con algunos niveles delgados de mudstone negro carbonoso calcáreo, caliza recristalizada y bentonita color oliva pálido (Figura 5.4A-B). Las capas de caliza tienen aproximadamente 50 cm de espesor, una textura tipo packstone, y están delimitadas por enjambres de estilolitos o niveles de mudstone. Las galerías muestran una orientación subvertical a vertical, tienen un patrón de color generalmente *Light On Dark* (LOD) (Figura 5.4B, D), y en ocasiones se presentan en diferentes generaciones (Figura 5.4B). Los niveles de mudstone y caliza oscura presentan espesores de hasta 10 cm y poseen bases erosivas.

Esta unidad contiene láminas de pirita, conchas de inocerámidos, restos de peces y estilolitos. Hacia el límite con la Formación Eagle Ford ocurren acumulaciones de inocerámidos imbricados (Figura 5.4C) y nódulos de carbonato.

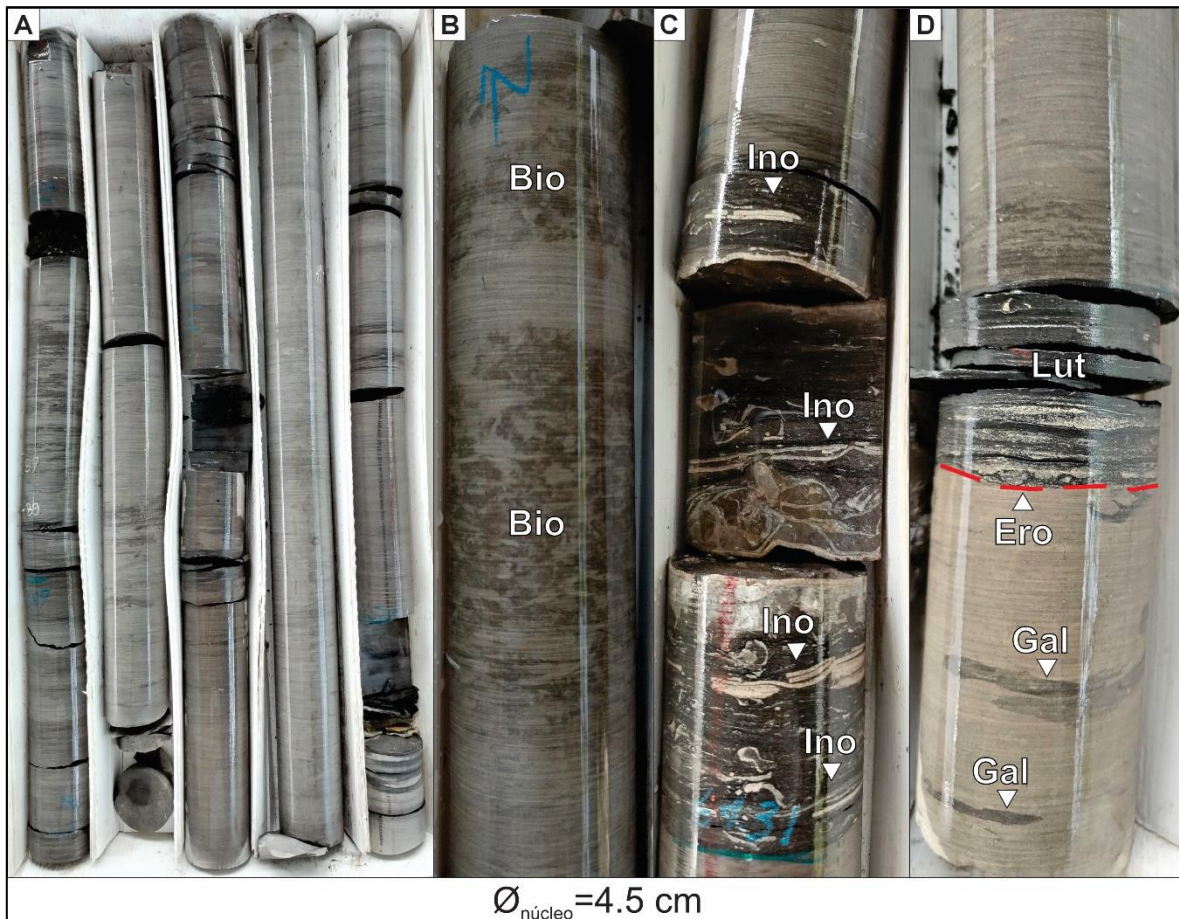


Figura 5.4. Fotografías de los principales rasgos sedimentológicos de la Formación Austin. (A) Capas gruesas de caliza gris de hasta 50 cm de espesor. (B) Color y textura de la roca y diferentes generaciones de galerías subverticales con patrón de coloración LOD. (C) Acumulaciones de inocerámidos en caliza oscura. (D) Nivel de mudstone con base erosiva (Ero) y galerías horizontales con patrón de coloración DOL. Gal: Galerías subverticales. Ino: inocerámidos: Lut: Nivel de mudstone. Ero: Base erosiva. Gal: Galerías.

5.1.2. Litofacies

Un total de 8 litofacies fueron establecidas para la Formación Eagle Ford en los núcleos estudiados. A continuación, se describe cada una de ellas.

- LB – Caliza clara altamente bioturbada

La litofacies LB está caracterizada por una caliza de color gris (N5) a gris claro (N7) con un grado de bioturbación moderado a alto (BI= 3–5) (Figura 5.5A). En esta se presentan ocasionales estilolitos, algunos fragmentos de inocerámidos y muy escasas láminas de pirita y fragmentos de peces. Es una litofacies que domina la parte superior de la Formación Buda (Figuras 5.13-5.14). En el núcleo IR-2 contiene abundantes nódulos calcáreos y estilolitos, y escasas ocurrencias de pirita e icnofósiles

Zoophycos. Petrográficamente, esta litofacies presenta abundantes calciesferas, escasos roveacrínidos y raros radiolarios (Figura 5.5B-D)

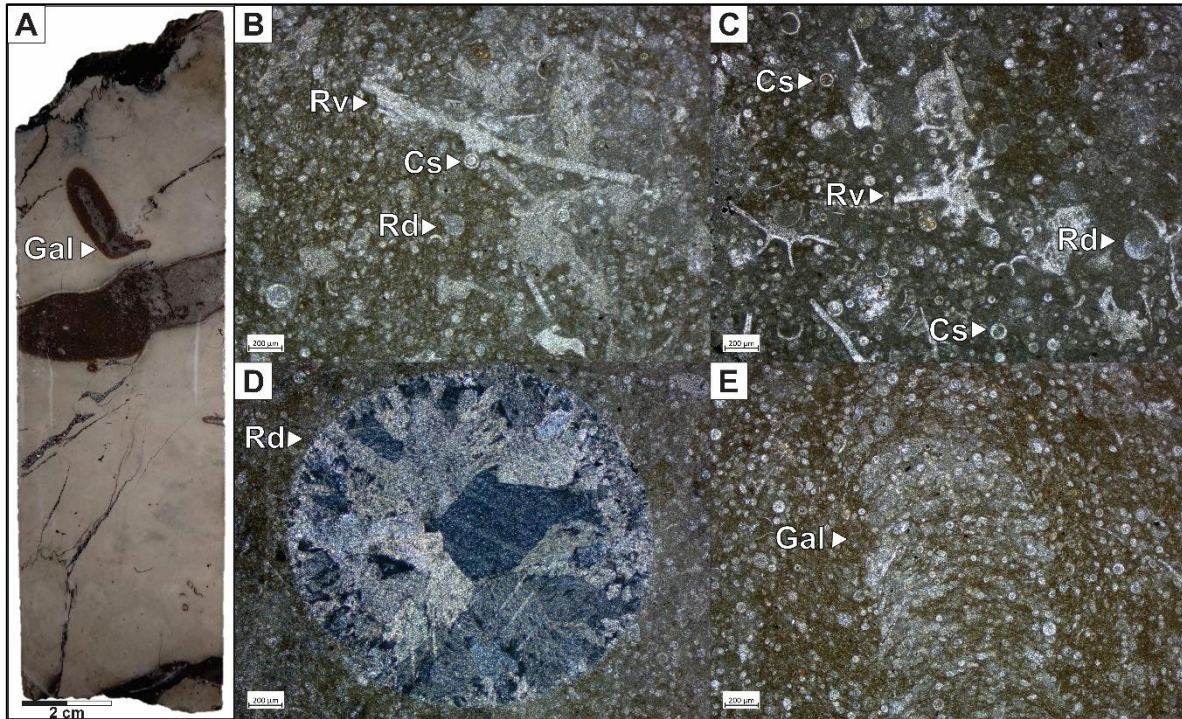


Figura 5.5. Litofacies LB. Fotografías: (A) Fotografía de un fragmento del núcleo IR-1 que muestra el color de la roca y la disposición y el espesor de las galerías encontradas. Fotomicrografías: (B-C) Roveacrínidos, calciesferas y radiolarios. (D) Radiolarios. (E) Galería subvertical evidenciando un alto grado de bioturbación. Gal: Galerías. Rv: Roveacrínidos. Cs: Calciesferas. Rd: Radiolarios.

- M1 – Mudstone negro a gris oscuro laminado

Esta litofacies se caracteriza por un mudstone calcáreo carbonoso de color negro (N1) a gris oscuro (N3) con laminación plano-paralela y escasa o nula bioturbación (IB: 0-1) (Figura 5.6A). Es común en ella la presencia de láminas de pirita (<1-2 mm) y pirita diseminada, y ocasionalmente contiene láminas de coloración gris claro con límites ondulados o erosivos, con un espesor menor a 1 mm. Presenta escasos fragmentos de peces y de inocerámidos. Petrográficamente exhibe una textura wackestone con matriz arcillo-calcárea de color oscuro y rica en materia orgánica, y contiene abundantes a comunes foraminíferos planctónicos y pocos a escasos filamentos (pequeñas y delgadas conchas de bivalvos pelágicos, en estadio de larva) y foraminíferos bentónicos (Figura 5.6B). En algunos intervalos la presencia de filamentos es común (Figura 5.6B), tal y como ocurre en los niveles 137.22, 124.78 y 110.11 m. También ocurre la presencia de escasos fragmentos de inocerámidos, los cuales pueden causar deformación plástica de la matriz. Comúnmente esta litofacies exhibe radiolarios, los cuales en algunas ocasiones muestran recristalización por esparita (Figura 5.6D). La pirita diseminada se presenta principalmente como framboides. Esta litofacies domina el miembro inferior de la Formación Eagle Ford en ambos núcleos, aunque también está presente como intervalos delgados en el miembro superior de la misma formación (Figuras 5.13 y 5.14).

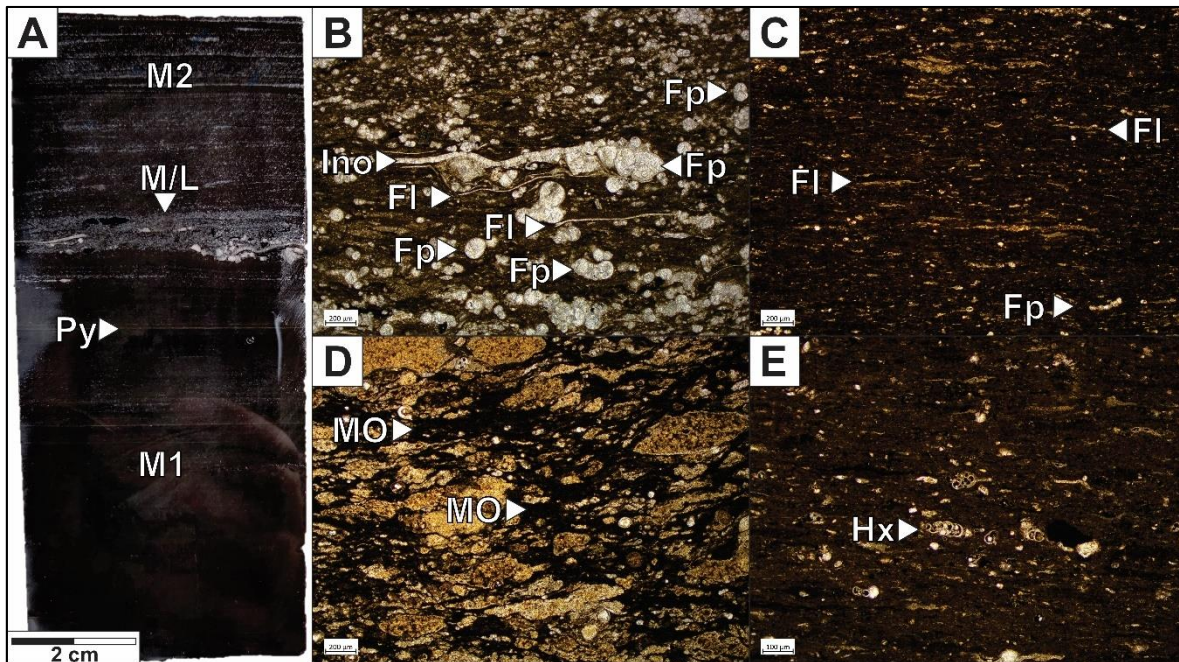


Figura 5.6. Litofacies M1. Fotografías: (A) Fotografía de un fragmento del núcleo IR-1 que muestra el color de la roca, la laminación plano paralela, y la presencia de peces, inocerámidos y pirita. Fotomicrografías: (B) Inocerámidos, foraminíferos planctónicos, y filamentos. (C) Filamentos y foraminíferos planctónicos. (D) Agregados de materia orgánica. (E) Heterohelícidos. Ino: Inocerámidos. Fp: Foraminíferos planctónicos. FI: Filamentos. Pz: Fragmentos de peces. MO: Agregados de materia orgánica. Hx: heterohelícidos.

- **M2 – Mudstone gris oscuro a gris claro con laminación ondulada**

La litofacies M2 es similar a la litofacies M1. Consiste en un mudstone de color gris oscuro (N3) a gris claro (N7), pero contiene una mayor abundancia de láminas de coloración gris clara (hasta un 50%, hasta 1 mm de espesor) (Figura 5.7A). Es común que las láminas presenten bases erosivas y rizaduras, lo que resulta en un aspecto ondulado, y pueden ser continuas o discontinuas. Regularmente presenta una laminación paralela, definida por el cambio en la coloración de las láminas (alternancia de láminas claras y oscuras) (Figura 5.7A). También presenta láminas de pirita (1-2 mm), pirita diseminada, y escasos fragmentos de peces e inocerámidos. Petrográficamente exhibe una textura wackestone en las láminas oscuras con comunes foraminíferos planctónicos y escasos filamentos, y textura grainstone en las láminas claras que contiene abundantes a comunes foraminíferos planctónicos y pocos a escasos inocerámidos (Figura 5.7B). Las láminas claras y oscuras se diferencian principalmente por la proporción aloquímicos/ortoquímicos y su espesor: las láminas oscuras son más gruesas (400-500 μm) y contienen mayor cantidad de matriz, mientras que las láminas claras son delgadas (100-200 μm) y contienen mayor proporción de foraminíferos planctónicos regularmente cementados por esparita (Figura 5.7B, D). En ocasiones, estas últimas están conformadas por acumulaciones de prismas de inocerámidos cementados y reemplazados por silice, que alcanzan espesores de hasta 1 mm (Figura 5.7B-D). En el núcleo IR-1 esta litofacies se presenta principalmente como intervalos delgados (3-15 cm) intercalados con la litofacies M1 dentro de la parte superior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford. En el núcleo IR-2 esta litofacies aparece intercalada con la litofacies M1 en las parte media y superior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, y también aparece como estratos delgados (3-7 cm) intercalados con la litofacies L3 en el miembro superior de la misma formación (Figuras 5.13 y 5.14).

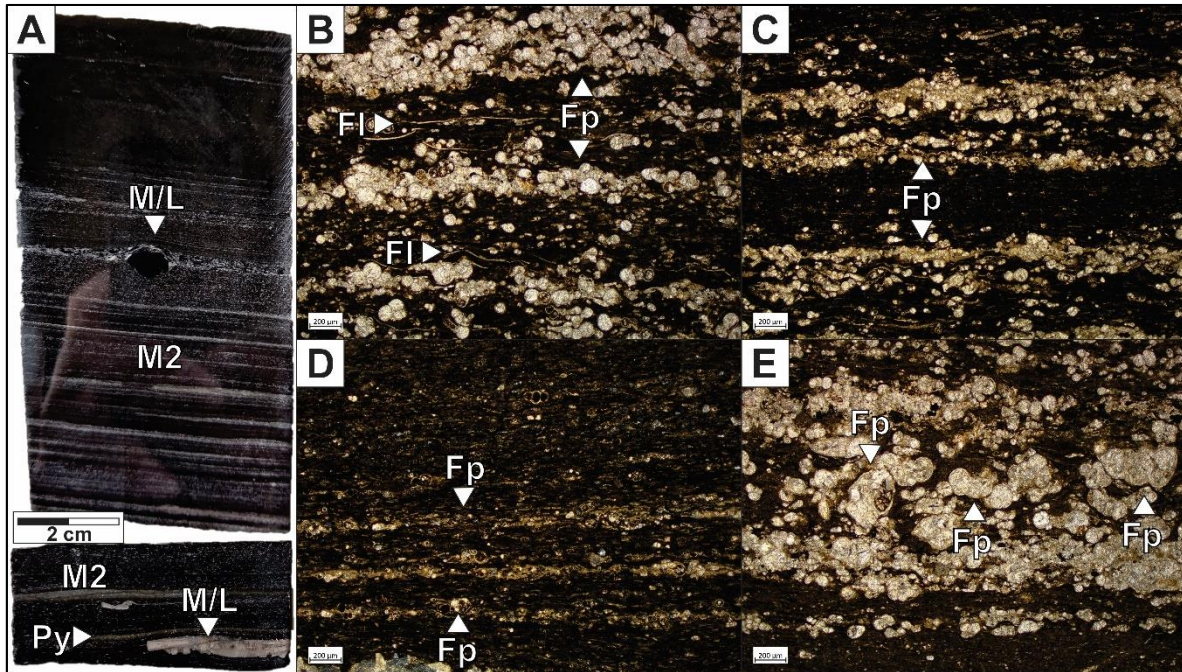


Figura 5.7. Litofacies M2. Fotografías: (A) Sección del núcleo IR-1 que muestra el color de la roca, la laminación plano paralela, y la abundancia de láminas claras características de esta litofacies. También es evidenciada la presencia de láminas de pirita y de la litofacies M/L. Fotomicrografías: (B) Foraminíferos planctónicos cementados por esparita y filamentos. (C) Acumulación de foraminíferos planctónicos en lámina delgadas. (D) Acumulación incipiente de foraminíferos planctónicos en láminas muy finas. (E) Acumulación de foraminíferos planctónicos en láminas gruesas. Pz: Fragmentos de peces. Ino: Inocerámidos. Py: Pirita. Fp: Foraminíferos planctónicos. Fl: Filamentos.

- **L1 – Caliza clara recristalizada**

Esta litofacies está representada por una caliza recristalizada de color gris medio (N4) a blanco, con tamaño de grano arena fina a media (Figura 5.8A). Aunque generalmente presenta un aspecto masivo, a veces exhibe relictos de laminación y posee una gran abundancia de fragmentos de peces (alrededor de un 20%) y prismas de inocerámidos cementados por esparita (Figura 5.8C), y en ocasiones presenta bases erosivas. Petrográficamente exhibe textura grainstone y, aunque los bioclastos poseen un alto grado de recristalización, es posible diferenciar escasos pellets, escasos a raros a radiolarios, y raros inocerámidos y foraminíferos planctónicos (Figura 5.8B-E). Los niveles de esta litofacies tienen espesores de hasta 10 cm. En el núcleo IR-1 esta litofacies ocurre esporádicamente en la parte inferior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford y en la parte inferior de la Formación Austin. En el núcleo IR-2 está presente como intervalos delgados en la parte más inferior y superior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, y en la parte media del miembro superior de la misma formación (Figuras 5.13 y 5.14).

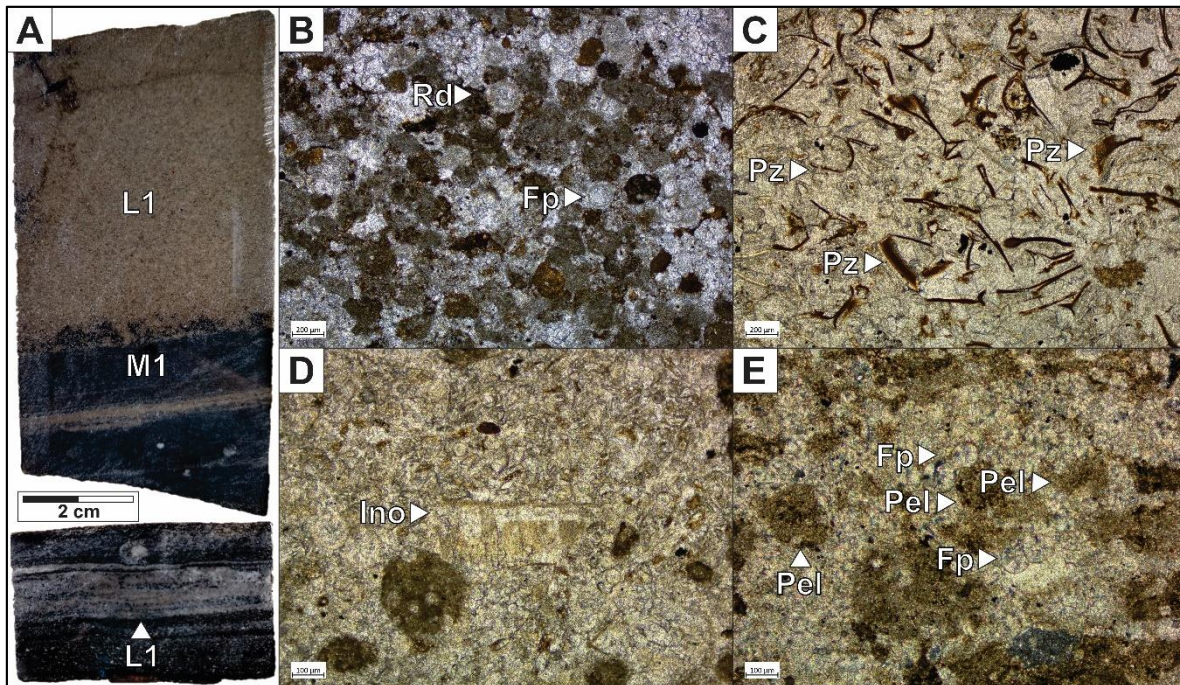


Figura 5.8. Litofacies L1. Fotografías; (A) Fragmentos del núcleo IR-1 que muestra la caliza recrystalizada con base erosiva característica de esta litofacies. Fotomicrografías: (B) Foraminíferos planctónicos y radiolarios recrystalizados. (C) Acumulación de fragmentos de peces. (D) Relictos de inocerámidos. (E) Relictos de foraminíferos planctónicos y pellets. Fp: Foraminíferos planctónicos. Rd: Radiolarios. Pz: Fragmentos de peces. Ino: Inocerámidos. Pel: Pellets. M1: mudstone negro a gris oscuro laminado.

- **L2 – Caliza negra a gris oscuro con laminación ondulada y cruzada**

La litofacies L2 está definida por una caliza de color gris oscuro (N3) a gris medio claro (N6) con láminas de color naranja grisáceo (10YR 7/4). Las láminas presentan una fábrica laminar ondulada y laminar cruzada; además exhiben otras estructuras como rizaduras, deformación sin-sedimentaria y estructuras en flama (Figura 5.9A-C). Presenta una bioturbación escasa a poco común (BI: 1-2), y contiene escasos restos de peces (Figura 5.9E). Petrográficamente es muy similar a las litofacies M1 y M2 (Figura 5.9D-E), ya que presenta textura wackestone y contiene foraminíferos bentónicos e inocerámidos. Algunas láminas claras poseen textura grainstone y contienen foraminíferos planctónicos y fragmentos peces cementados por esparita. Es común apreciar deformación plástica debido a la presencia de grandes fragmentos de inocerámidos (Figura 5.9D). En el núcleo IR-1 esta litofacies se presenta en la parte inferior y media del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, y en la parte inferior del miembro superior de esta formación. En el núcleo IR-2, la litofacies L2 ocurre en la parte más inferior, intermedia y superior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, y en la parte inferior y media del miembro superior de la misma formación (Figuras 5.13 y 5.14).

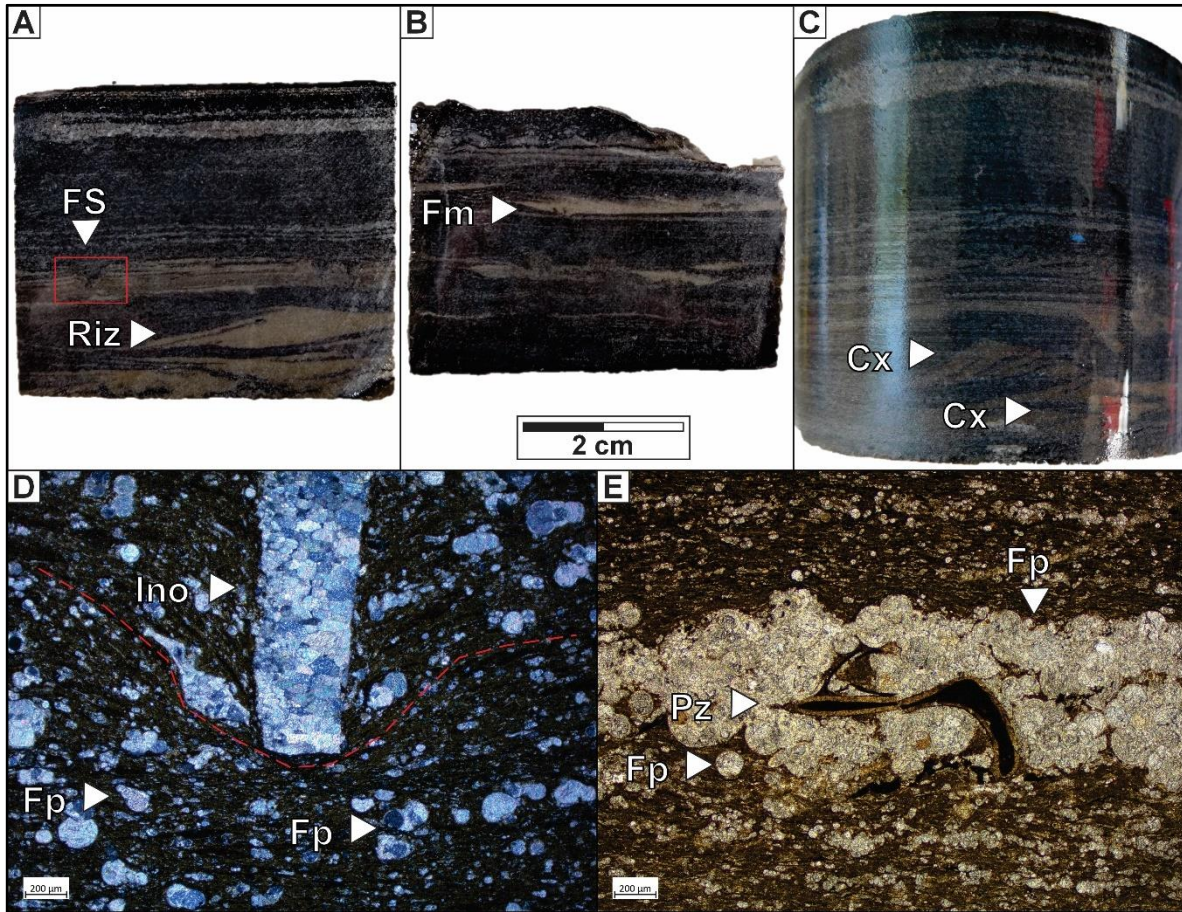


Figura 5.9. Litofacies L2. Fotografías: (A-C) Fragmentos del núcleo IR-1 que muestran el color de la roca y las estructuras sedimentarias presentes en ella como fallas sinsedimentarias, rizaduras, estructuras en flama y laminación cruzada. Fotomicrografías: (D) Foraminíferos planctónicos y deformación plástica causada por un fragmento de inocerámido. (E) Láminas claras en las que se evidencia el dominio de acumulaciones de foraminíferos planctónicos y fragmentos de peces cementados por esparita. FS: Fallas sinsedimentarias. Riz: Rizaduras. Fm: Estructuras en flama. Cx: Laminación cruzada. Fp: Foraminíferos planctónicos. Ino: Inocerámidos. Pz: Fragmentos de peces.

- **L3 – Caliza gris clara con galerías**

La litofacies L3 está definida por capas de caliza de color gris medio claro (N6) de 15 a 40 cm de espesor, y con una bioturbación moderada (BI=3-4). Las galerías están dispuestas horizontal a sub-horizontalmente, tienen un grosor de 0.5 a 2 cm, y presentan una coloración marrón amarillento pálido (10YR 6/2) y gris amarillento (5Y 7/2), lo cual resulta en un patrón de coloración DOL. Contiene escasos restos de peces y, a veces, algunos relictos de laminación plano paralela. Petrográficamente exhibe una textura wackestone, que localmente puede variar a packstone. Contiene comunes foraminíferos planctónicos, raros foraminíferos bentónicos, y raros a escasos fragmentos de inocerámidos y braquiópodos. Algunos agregados de materia orgánica aparecen de forma dispersa. Tanto los aloquímicos como los agregados de materia orgánica muestran una alineación incipiente. Las galerías se diferencian por una coloración usualmente más oscura y apariencia arremolinada de los granos. Esta litofacies domina y es exclusiva del miembro superior de la Formación Eagle Ford y de la parte inferior de la Formación Austin en ambos núcleos (Figuras 5.13 y 5.14).

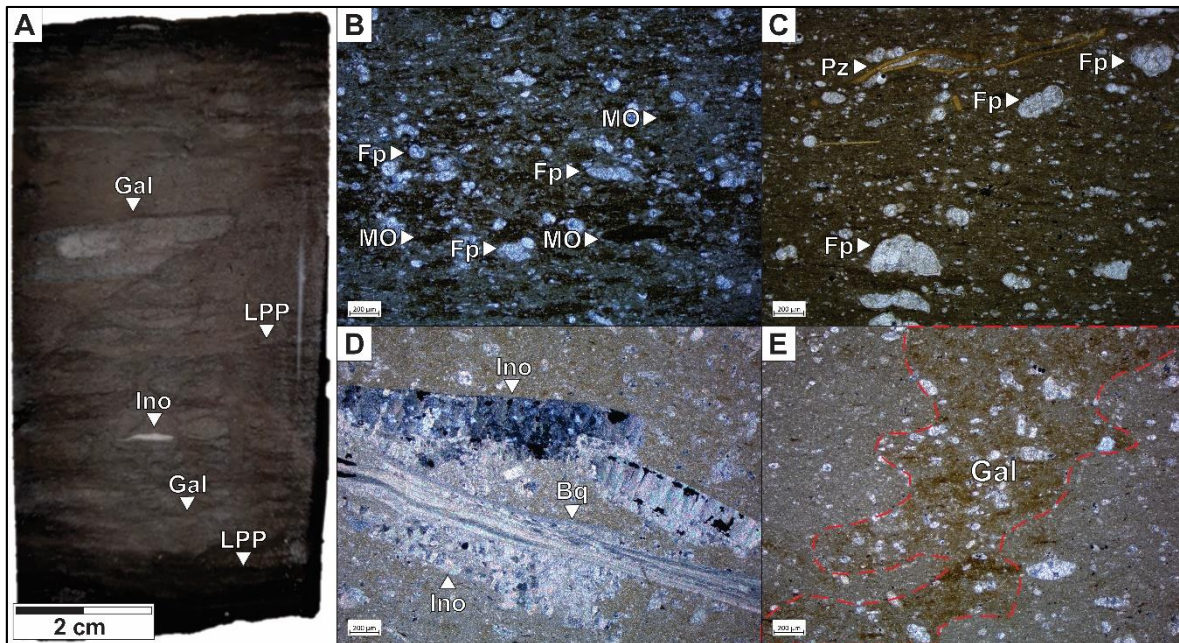


Figura 5.10. Litofacias L3. Fotografías: (A) Fragmento del núcleo IR-1 que muestra el color de la roca, así como un nivel de bentonita con galerías subhorizontales y restos de conchas de inocerámidos. Fotomicrografías: (B) Foraminíferos planctónicos y agregados de materia orgánica con una alineación incipiente. (C) Foraminíferos planctónicos y fragmentos de peces. (D) Acumulación de fragmentos de inocerámidos y braquiópodos. (E) Apariencia arremolinada que indica la presencia de galerías. Gal: Galerías. Ino: Inocerámidos. Fp: Foraminíferos planctónicos. MO: Materia orgánica. Pz: Fragmentos de peces. Bq: Braquiópodos.

- **M/L – Mudstone/caliza con inocerámidos imbricados**

Esta litofacies incluye capas de mudstone o caliza de 2 a 15 cm de espesor que contienen acumulaciones de fragmentos de conchas de inocerámidos y restos de peces que frecuentemente presentan imbricación en ángulos de 10 a 60° (Figura 5.11 A). Los niveles imbricados pueden ocurrir de manera aislada o en una serie de niveles intercalados con las litofacias M1, M2 y L3. Exhibe bases erosivas y usualmente es preservada la laminación plano paralela con un bajo índice de bioturbación (BI=0-1). Petrográficamente muestra una textura packstone que ocasionalmente puede variar a grainstone, en la que los granos están cementados por esparita o sílice. Está compuesta por fragmentos de inocerámidos de hasta 2 mm de ancho, que en algunas ocasiones pueden estar acompañados de foraminíferos planctónicos. Esporádicamente los inocerámidos se encuentran recristalizados de forma parcial por sílice. Esta litofacies se distribuye a lo largo de toda la Formación Eagle Ford en ambos núcleos, aunque suele ser más común y presentarse en intervalos más gruesos en el miembro superior de esta formación (Figuras 5.13 y 5.14).

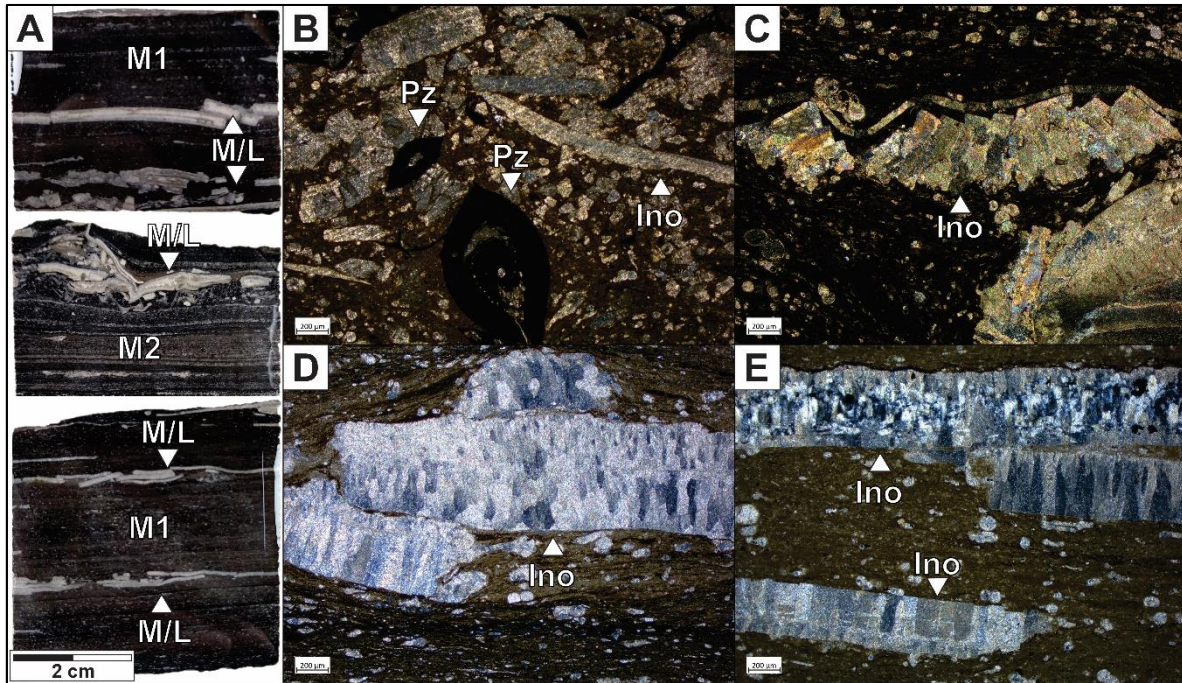


Figura 5.11. Litofacies M/L. Fotografías: (A) Fragmentos del núcleo IR-1 que muestran la acumulación de conchas de inocerámidos y su asociación con otras litofacies. Fotomicrografías: (B) Inocerámidos y fragmentos de peces. (C) Inocerámidos imbricados. (D) Conchas de inocerámidos. (E) Conchas de inocerámidos silicificadas. Ino: Inocerámidos. Pz: Fragmentos de peces. M1: Mudstone negro a gris oscuro laminado. M2: Mudstone gris oscuro a gris claro con laminación ondulada.

- **B – Bentonita oliva pálido**

Esta litofacies corresponde a bentonita de color gris grisáceo (10Y 6/1), de grano fino y calcárea. Generalmente se presenta como láminas delgadas de 1 a 3 mm de espesor, pero puede mostrarse como capas de 5 a 20 cm de grosor (Figura 5.12A). Las láminas delgadas en ocasiones están asociadas a láminas delgadas de pirita. Algunos niveles exhiben relictos de laminación, mientras que otros muestran galerías sub-horizontales (BI=1-2) (Figura 5.12C). Petrográficamente esta litofacies se presenta en forma de láminas delgadas o lentes alargados concordantes con la laminación y que están compuestos por cristales de cuarzo y plagioclasa. En el núcleo IR-1 esta litofacies es mucho más abundante en la parte inferior y media del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, pero desaparece hacia la parte superior del mismo. En la parte inferior del miembro superior de esta formación esta litofacies aparece de nuevo, pero con una ocurrencia menor. En el núcleo IR-2 esta litofacies ocurre en la parte más inferior y superior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, y aparece frecuentemente a lo largo del miembro superior de la misma formación (Figuras 5.13 y 5.14).

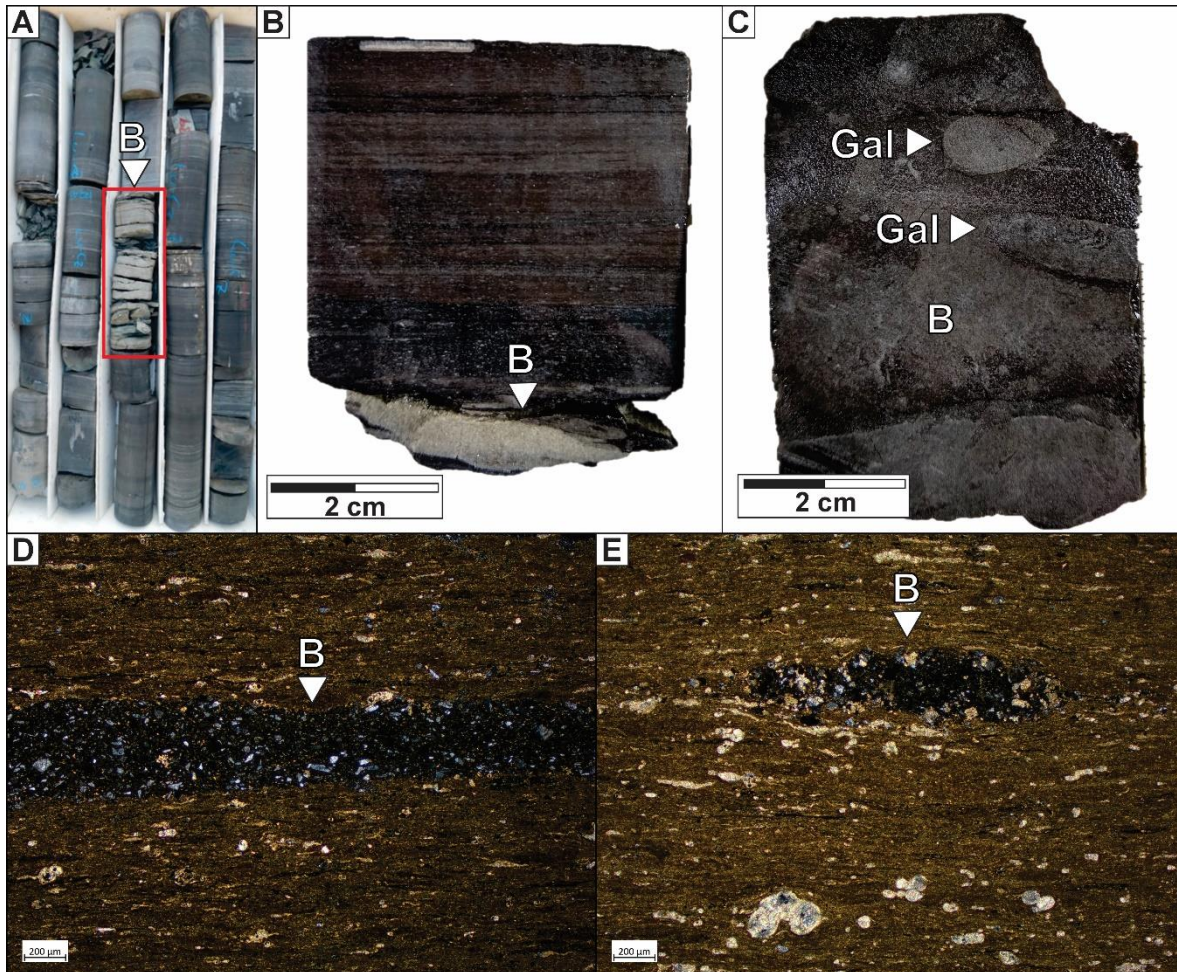


Figura 5.12. Litofacies B. Fotografías: (A) Disposición de la bentonita entre capas de caliza y lutita de la Formación Eagle Ford. (B) Fragmento de núcleo que muestra un nivel milimétrico de bentonita. (C) Fragmento de núcleo que contiene un nivel bentonítico centimétrico bioturbado. Fotomicrografías: (D, E) Lentes de bentonita con cristales de cuarzo y plagioclasa. B: Bentonita. Gal: Galerías.

La distribución vertical de las litofacies descritas, el índice de bioturbación, las estructuras sedimentarias identificadas y los accesorios encontrados en los núcleos IR-1 e IR-2 es mostrada en las figuras 5.13 y 5.14, respectivamente.

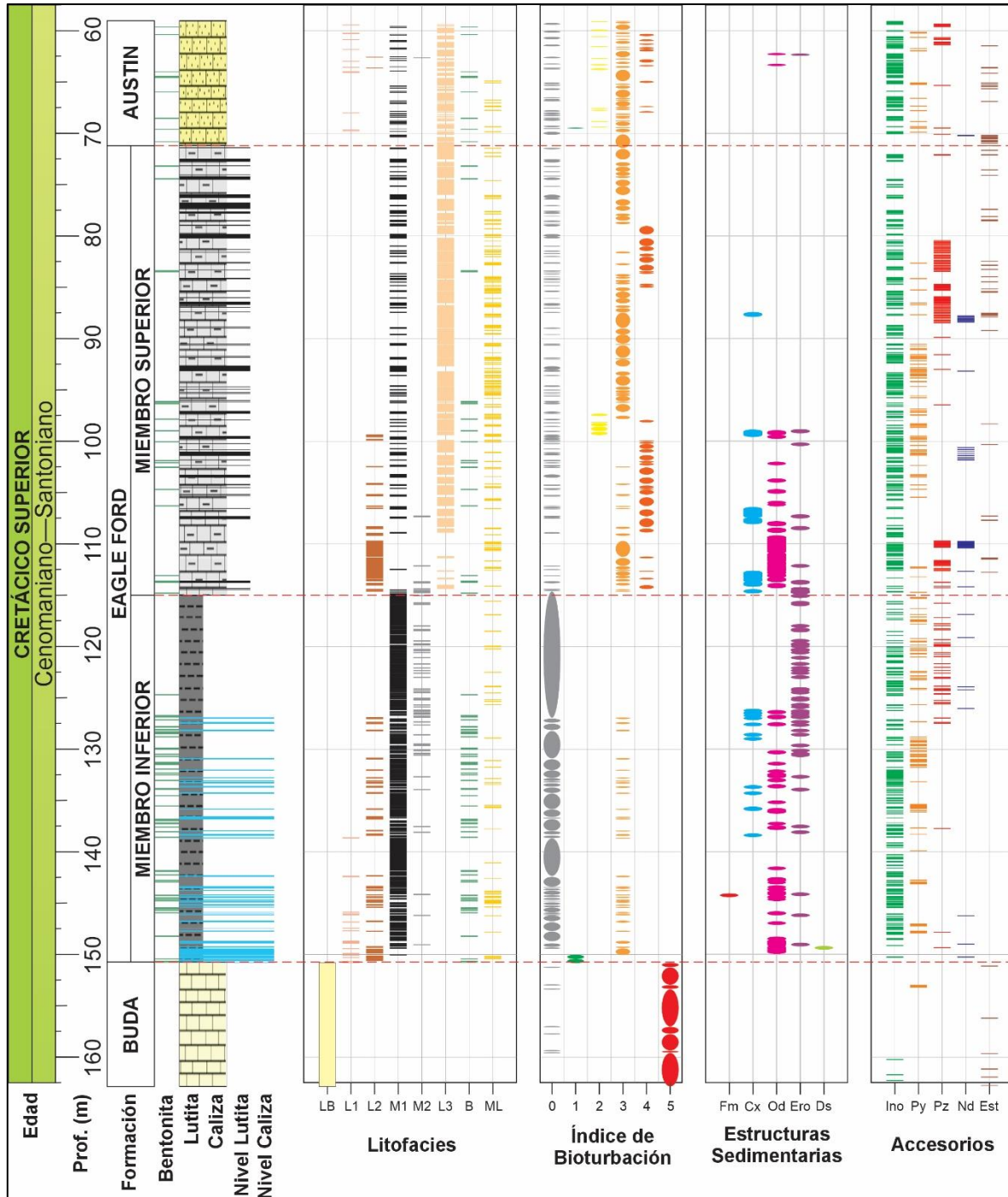


Figura 5.13. Columna estratigráfica detallada del intervalo estudiado del núcleo IR-1. En conjunto se muestra la variación vertical de la ocurrencia de litofacies, del índice de bioturbación, de las estructuras sedimentarias y de los accesos encontrados. Fm: Estructuras en flama. Cx: Laminación Cruzada. Od: Laminación ondulada. Ero: Superficie Erosiva. Ds: Deformación sinsedimentaria. Ino: Inocerámidos. Py: Pirita. Pz: Fragmentos de peces. Nd: Nódulos calcáreos. Est: Estilolitos.

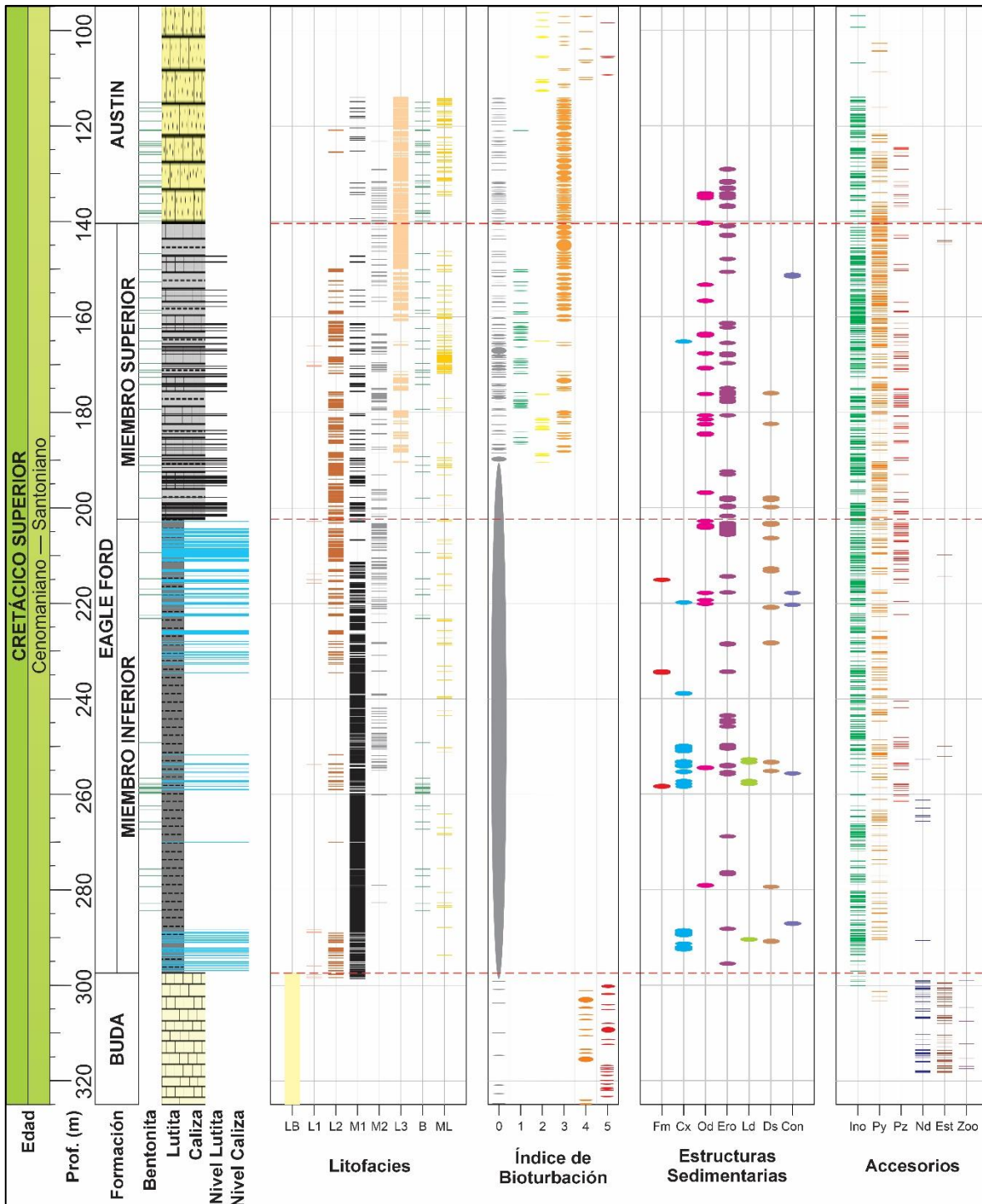


Figura 5.14. Columna estratigráfica detallada del intervalo estudiado en el núcleo IR-2. En conjunto, se muestra la variación vertical de la ocurrencia de litofacies, del índice de bioturbación, de las estructuras sedimentarias y de los accesorios encontrados. Fm: Estructuras en flama. Cx: Laminación cruzada. Od: Laminación ondulada. Ero: Superficie Erosiva. Ld: Estructuras de carga. Ds: Deformación sinsedimentaria. Con: Laminación convoluta. Ino: Inocerámidos. Py: Pirita. Pz: Fragmentos de peces. Nd: Nódulos calcáreos. Est: Estilolitos. Zoo: Icnofósil Zoophycus.



5.2. REGISTROS ESPECTRALES DE RAYOS GAMMA

En el núcleo IR-1 el contenido de K varía entre 0.10 y 0.50% (promedio de 0.27%), el de Th entre 0.30 y 4.90 ppm (promedio de 1.90 ppm), y el de U entre 0.40 y 4.30 ppm (promedio de 2.04 ppm). Por otra parte, en el núcleo IR-2 el contenido de K varía entre 0.10 y 0.50% (promedio de 0.27%), el de Th entre 0.30 y 4.90 ppm (promedio de 1.90 ppm), y el de U entre 15.60 y 52.40 ppm (promedio de 28.28 ppm) (Figura 5.15). Los valores de Rayos Gamma Total (SGR) varían entre 15.6 y 52.4 unidades API (promedio de 28.28 unidades API) en el núcleo IR-1, y entre 12.00 y 46.80 unidades API (promedio de 28.85 unidades API) en el núcleo IR-2 (Figura 5.15).

En el núcleo IR-1 la Formación Buda (162.49-150.85 m) tiene valores de SGR que oscilan entre 15.60 y 32.40 unidades API (promedio de 25.28 unidades API). El miembro inferior de la Formación Eagle Ford (150.85-115.50 m) presenta valores SGR que están entre 23.2 y 52.4 unidades API (promedio de 30.87 unidades API), comprendiendo así los valores SGR más altos del intervalo estratigráfico estudiado. El miembro superior de la Formación Eagle Ford (115.50-70.98 m) tiene valores de SGR que varían entre 17.6 y 38.4 unidades API (promedio de 27.88 unidades API). Por otra parte, la Formación Austin (70.98-59.10 m) presenta valores de SGR que varían entre 20.00 y 29.60 unidades API (promedio de 25.16 unidades API).

En el núcleo IR-2 la Formación Buda (321.30-298.64 m) tiene valores de SGR que oscilan entre 17.2 y 33.2 unidades API (promedio de 25.52 unidades API). El miembro inferior de la Formación Eagle Ford (298.64-203.30 m) presenta valores de SGR que están entre 20.8 y 46.8 unidades API (promedio de 30.08 unidades API), siendo los valores más altos del intervalo estratigráfico estudiado. El miembro superior de la Formación Eagle Ford (203.30-140.40 m) tiene valores de SGR que fluctúan entre 17.2 y 42.8 unidades API (promedio de 28.26 unidades API). Finalmente, la Formación Austin (140.40-98.65 m) presenta valores de SGR que varían entre 19.6 y 42.4 unidades API (promedio de 28.98 unidades API)

En ambos núcleos, los valores de SGR en la formación Buda son los más bajos. Estos aumentan drásticamente en el miembro inferior de la Formación Eagle Ford, descienden ligeramente en el miembro superior de la misma formación, y por último descienden un poco más en la Formación Austin. Debido a la gran similitud sedimentológica que presentan el miembro superior de la Formación Eagle Ford y la Formación Austin, el límite entre ambas unidades fue definido netamente a partir del cambio en los valores de SGR.

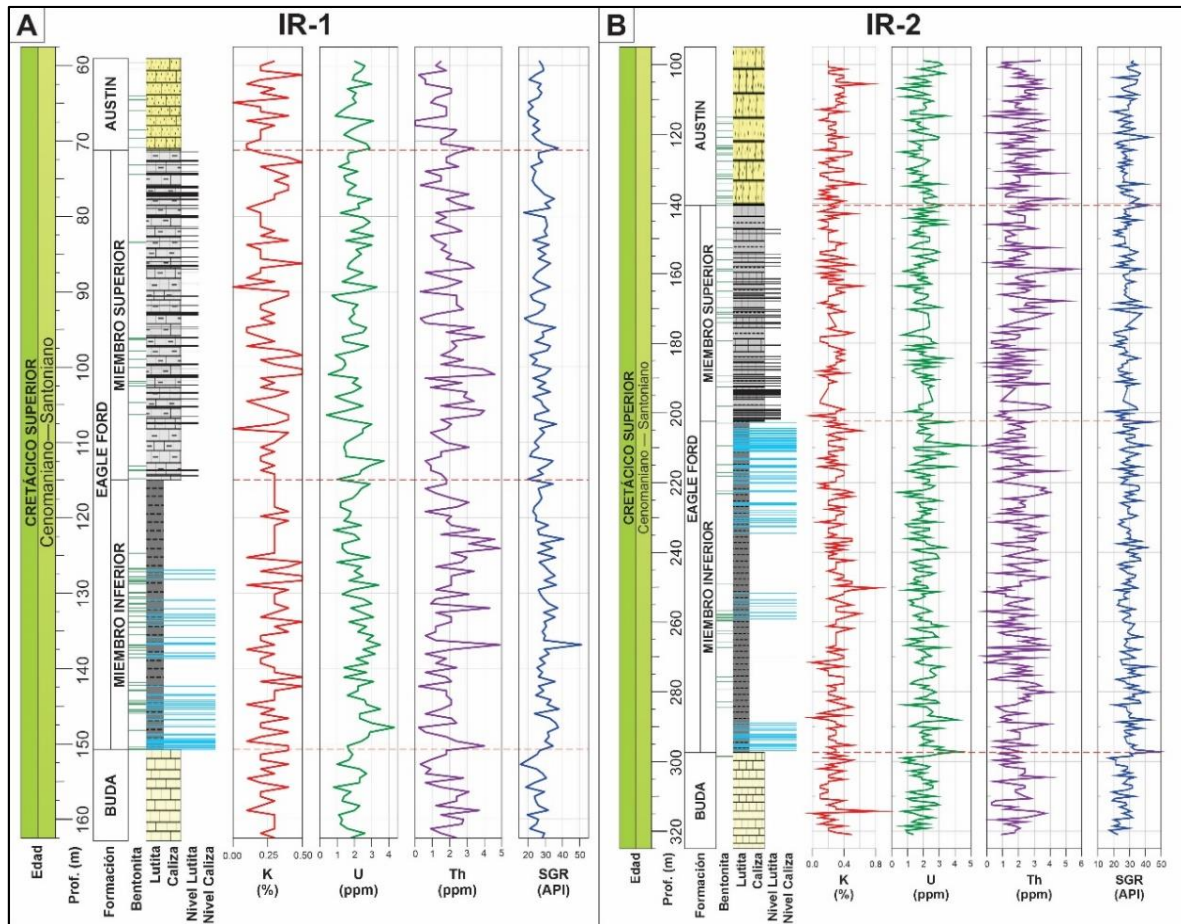


Figura 5.15. Valores de K (%), U (ppm), Th (ppm) y SGR (API) obtenidos para los núcleos IR-1 (A) e IR-2 (B).

El análisis de la media y la varianza móviles con ventanas de 3 y 5 datos de los valores SGR permitió identificar los principales puntos de inflexión de la curva de rayos gamma total y la definición de 11 subunidades petrofísicas dentro de la Formación Eagle Ford (Figuras 5.16 y 5.17). De estas subunidades, el miembro inferior de la Formación Eagle Ford posee 6, mientras que el miembro superior de la Formación Eagle Ford contiene 5 (Tabla 5.1).

Dentro del miembro inferior de la Formación Eagle Ford la subunidad EFI-I contiene los valores más altos de la curva SGR. En la subunidad EFI-II se presenta un ligero descenso en estos valores, el cual continua dentro del intervalo EFI-III. En la subunidad EFI-IV los valores SGR empiezan a incrementar paulatinamente para luego comenzar un decaimiento dentro de la subunidad EFI-V. En la subunidad EFI-VI los valores permanecen constantes. Por otra parte, en el miembro superior de la Formación Eagle Ford existe un descenso moderado en los valores SGR dentro de la subunidad EFS-I, respecto a la subunidad EFI-VI. En la subunidad EFS-II los valores SGR muestran un aumento paulatino, pero empiezan a disminuir dentro de la subunidad EFS-III. En el límite de la subunidad EFS-III y EFS-IV ocurre una caída moderada en los valores SGR, pero estos se mantienen constantes dentro de la EFS-IV. En la subunidad EFS-V se evidencia un rápido aumento en la tendencia de los valores, hasta llegar al límite de esta subunidad con la Formación Austin, donde los valores SGR empiezan a decaer. Las posiciones de estas subunidades permiten realizar la correlación petrofísica entre los dos núcleos estudiados (Figura 5.18).

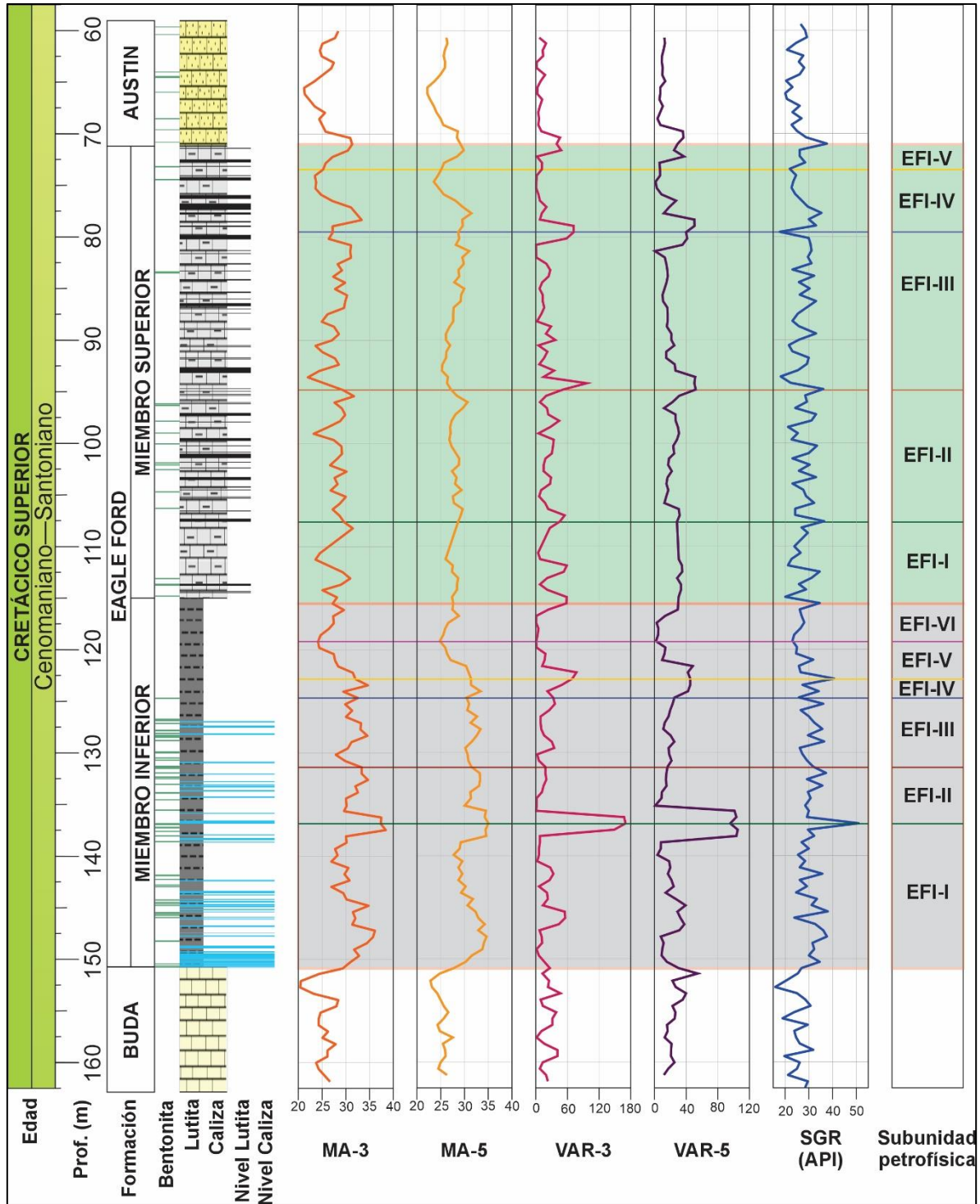


Figura 5.16. División petrofísica del núcleo IR-1 a partir del análisis de la media y la varianza móviles con ventanas de 3 y 5 datos.

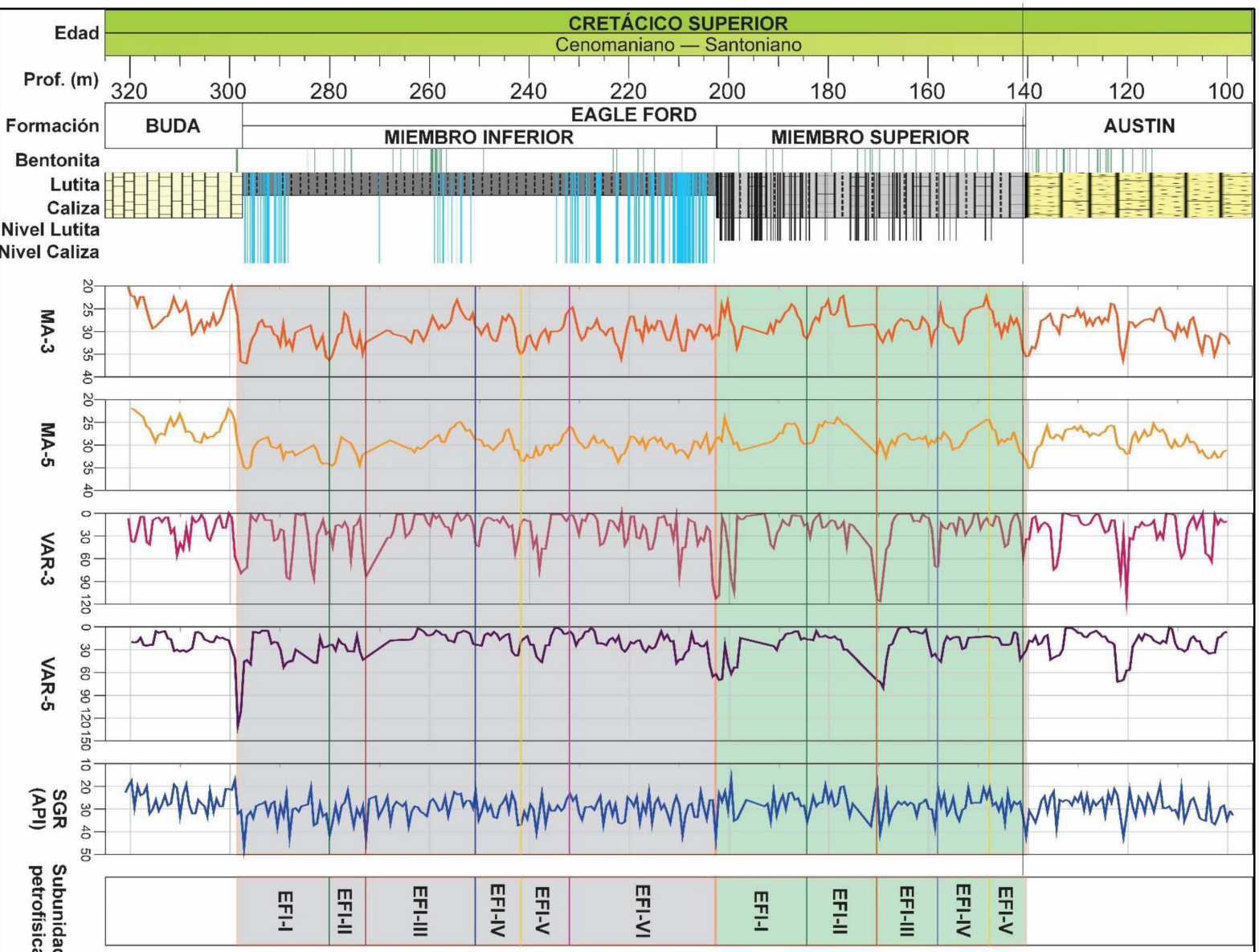


Figura 5.17. División petrofísica del núcleo IR-2 a partir del análisis de la media y la varianza móviles con ventanas de 3 y 5 datos.



Tabla 5.1. Subunidades petrofísicas identificadas en los miembros Inferior y Superior de la Formación Eagle Ford en los núcleos IR-1 e IR-2.

FORMACIÓN EAGLE FORD							
NÚCLEO IR-1				NÚCLEO IR-2			
MIEMBRO INFERIOR		MIEMBRO SUPERIOR		MIEMBRO INFERIOR		MIEMBRO SUPERIOR	
SUBUNIDAD	INTERVALO (m)	SUBUNIDAD	INTERVALO (m)	SUBUNIDAD	INTERVALO (m)	SUBUNIDAD	INTERVALO (m)
EFI-I	150.85 – 136.90	EFS-I	115.50 – 107.60	EFI-I	298.64 – 280.10	EFS-I	202.70 – 184.40
EFI-II	136.90 – 132.00	EFS-II	107.60 – 95.00	EFI-II	280.10 – 272.80	EFS-II	184.40 – 170.30
EFI-III	132.00 – 124.70	EFS-III	95.00 – 79.53	EFI-III	272.80 – 250.80	EFS-III	170.30 – 158.10
EFI-IV	124.70 – 122.80	EFS-IV	79.53 – 73.42	EFI-IV	250.80 – 238.60	EFS-IV	158.10 – 147.80
EFI-V	122.80 – 119.00	EFS-V	73.42 – 70.98	EFI-V	238.60 – 231.90	EFS-V	147.80 – 140.40
EFI-VI	119.00 – 115.50	---	---	EFI-VI	231.90 – 202.70	---	---

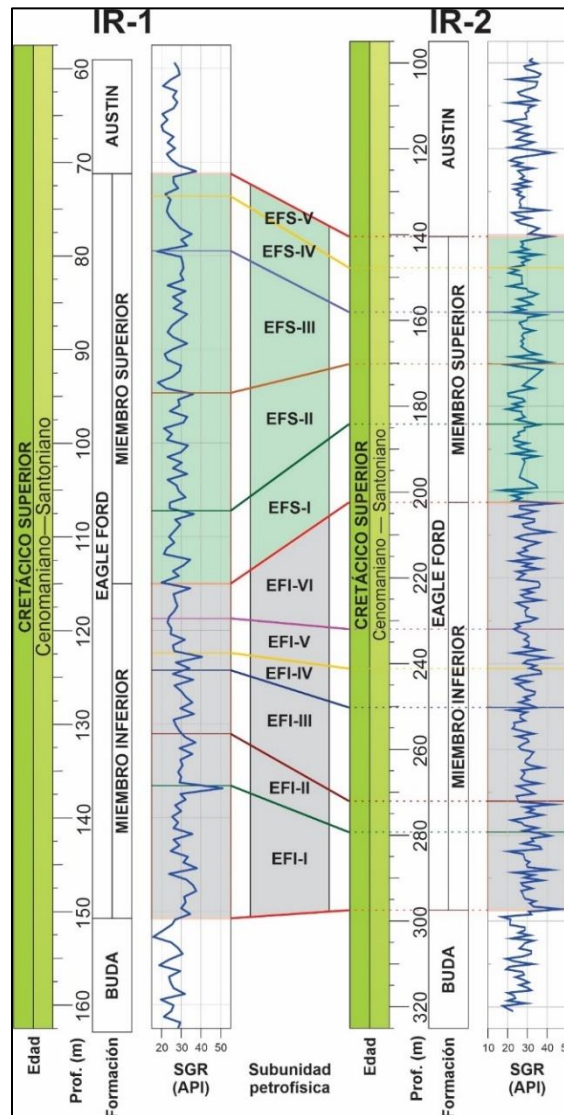


Figura 5.18. Correlación petrofísica de los núcleos IR-1 e IR-2.

Los diagramas ternarios U-Th-K evidencian que la señal de rayos gamma de las tres formaciones estudiadas tiene una relación mayor con el U, y muy baja con el K. Según estos diagramas, es posible inferir de manera preliminar que el miembro inferior de la Formación Eagle Ford es la unidad que tiene mayor correlación con el U, mientras que el miembro superior de esta formación presenta mayor afinidad con el Th. Las formaciones Buda y Austin tienen afinidad por ambos elementos (U y Th), aunque Austin muestra una mayor tendencia a asociarse con el U (Figura 5.19).

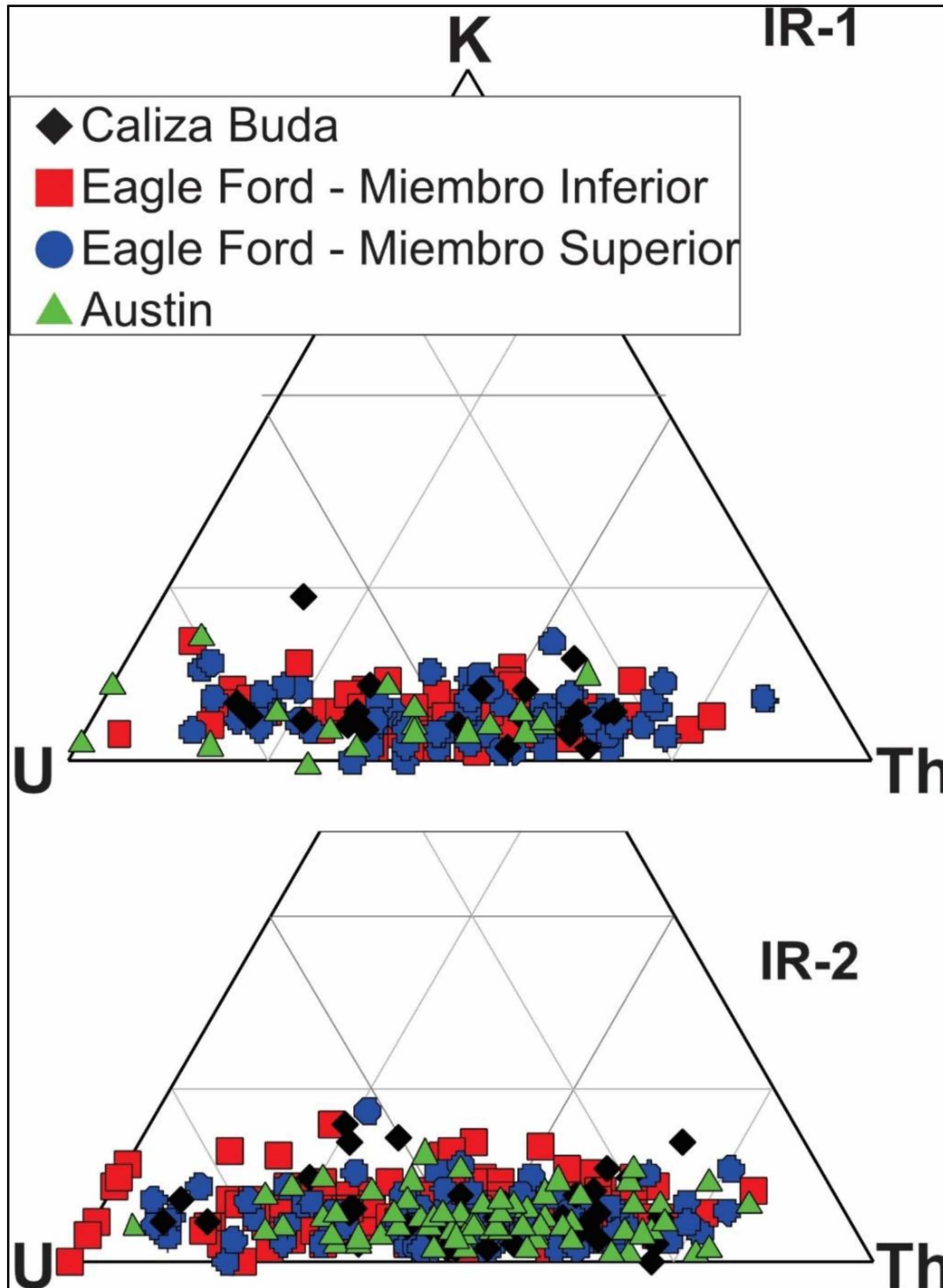


Figura 5.19. Diagramas ternarios U-Th-K para los núcleos IR-1 e IR-2.

5.3. MICROFACIES TIPO

El análisis petrográfico de las secciones delgadas del núcleo IR-1 permitió determinar cuatro microfacies tipo (MF1–MF4) a lo largo del registro estratigráfico estudiado del núcleo IR-1 a partir de la abundancia de los diferentes aloquímicos identificados (Figura 5.20).

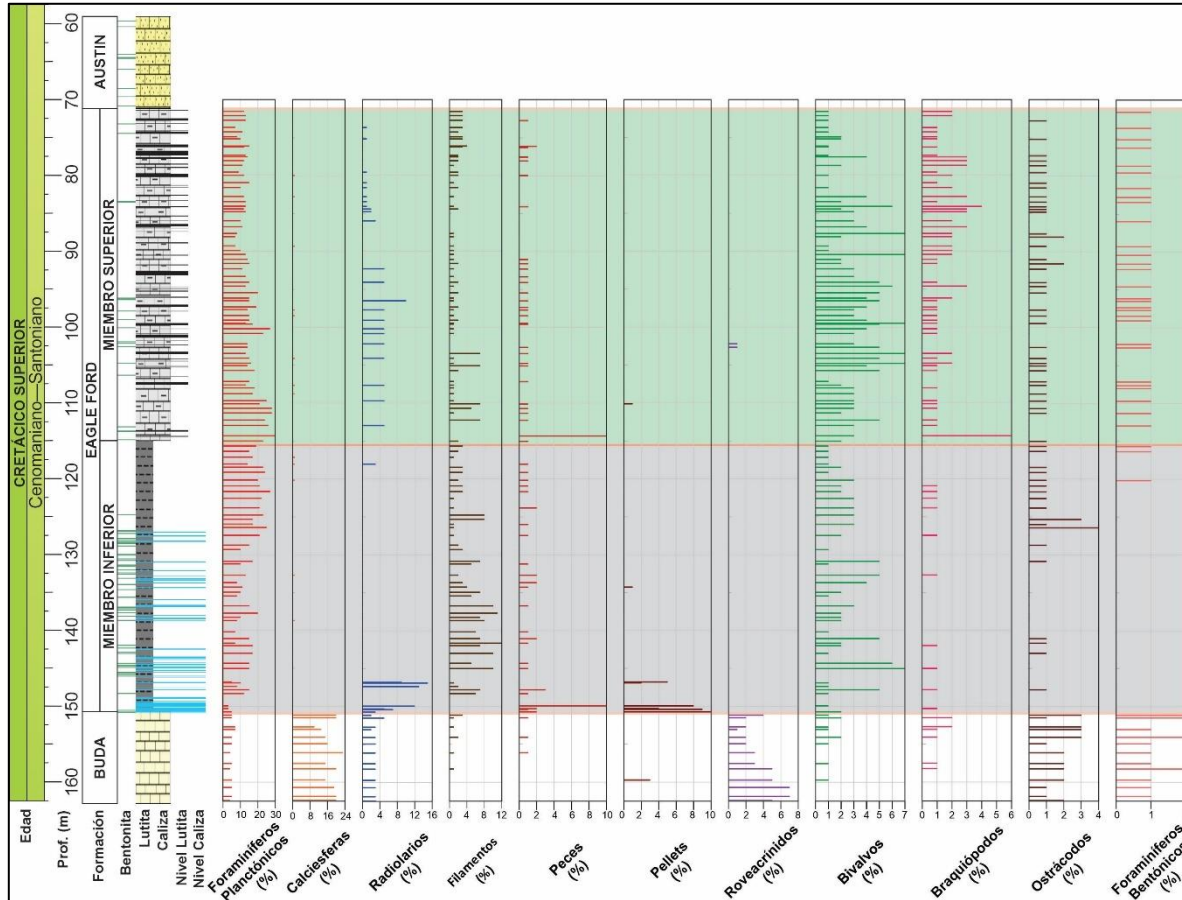


Figura 5.20. Abundancia relativa de aloquímicos determinada mediante el análisis petrográfico del núcleo IR-1.

5.3.1. MF1 – Packstone/Wackestone de calciestíferas y roveacrínidos

Esta microfacies está caracterizada por una textura packstone/wackestone y la ocurrencia de comunes calciestíferas, pocos roveacrínidos y foraminíferos planctónicos, y raros radiolarios y foraminíferos bentónicos (Figura 5.21). La matriz está compuesta por micrita de color gris oliva (10Y 5/2) y presenta un moderado a alto grado de bioturbación (BI=3-5). Un rasgo importante es la aparición de estilolitos paralelos y perpendiculares a la estratificación. Esta microfacies está asociada a la parte superior de la Formación Buda y sus características petrográficas son representativas de la litofacies LB.

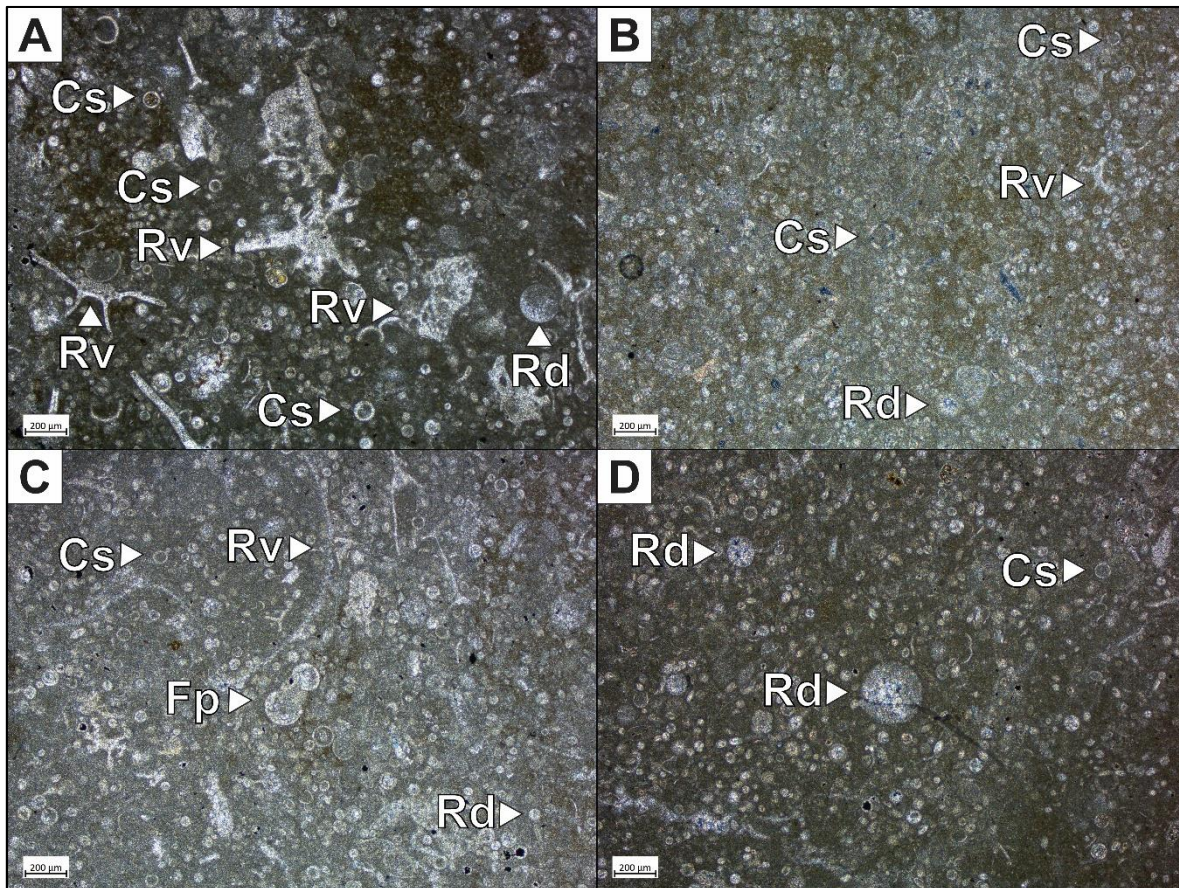


Figura 5.21. Microfacies tipo MF1. (A-D) Packstone/wackestone con calciesferas, roveacrínidos, radiolarios, y foraminíferos planctónicos. Cs: Calciesferas. Rv: Roveacrínidos. Rd: Radiolarios. Fp: Foraminíferos planctónicos.

5.3.2. MF2 – Packstone/grainstone de pellets, peces y foraminíferos planctónicos

La microfacies tipo MF2 está caracterizada por un packstone/grainstone con comunes pellets y pocos peces, foraminíferos planctónicos y radiolarios (Figura 5.22). En algunos intervalos es posible reconocer relictos de matriz compuesta por micrita de color gris oliva (10Y 5/2); sin embargo, la existencia de matriz es poca y los aloquímicos se encuentran cementados por esparita. Los pellets presentan dimensiones superiores a las 200 µm. Los foraminíferos planctónicos y los radiolarios se encuentran altamente recristalizados, por lo que con frecuencia solo se identifican algunos restos de su existencia. Esta microfacies está asociada a la parte inferior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, y sus características están relacionadas con la litofacies L1.

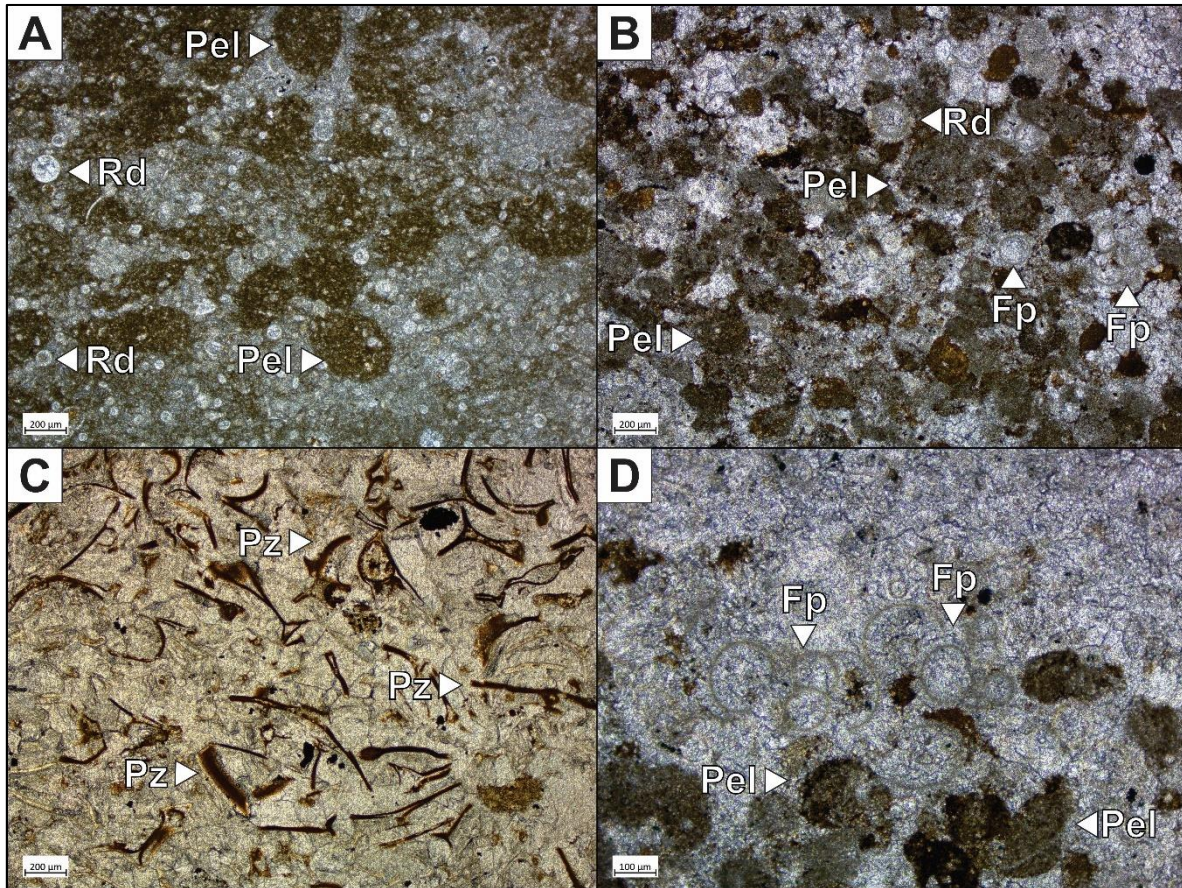


Figura 5.22. Microfacies tipo MF2. Fotomicrografías: (A) Wackestone/packstone de comunes pellets y raros radiolarios. (B) Grainstone de comunes pellets y raros radiolarios y foraminíferos planctónicos. (C) Grainstone de comunes fragmentos de peces. (D) Grainstone de pocos pellets y raros foraminíferos planctónicos. Pel: Pellets. Rd: Radiolarios. Fp: Foraminíferos planctónicos. Pz: Fragmentos de peces.

5.3.3. MF3 – Wackestone de foraminíferos planctónicos y filamentos

Esta microfacies presenta textura tipo wackestone, fábrica laminada, comunes foraminíferos planctónicos y pocos filamentos (Figura 5.23). Los foraminíferos planctónicos poseen formas uniseriales, biseriales y globulares. Los filamentos presentan acumulaciones importantes en los niveles 137.22, 124.78 y 110.11 m. La matriz de esta microfacies es micrítica, presenta coloración marrón amarillento oscuro (10YR 4/4), y contiene materia orgánica de color marrón oliva claro (2.5Y 5/4). El grado de bioturbación es nulo o muy bajo (BI=0-1). Ocasionalmente presenta láminas tipo grainstone de foraminíferos planctónicos y/o inocerámidos cementados por esparita o sílice. Normalmente presenta fragmentos de concha de inocerámidos dispuestos de forma paralela a la laminación; sin embargo, en algunas ocasiones estas conchas pueden estar imbricadas, silicificadas o generando una deformación plástica en la matriz. También es posible observar láminas delgadas de pirita y de bentonita. Esta microfacies está asociada al miembro inferior de la Formación Eagle Ford, y sus características petrográficas son representativas de las litofacies M1, M2, y L2. Las acumulaciones de conchas se asocian a la litofacies M/L.

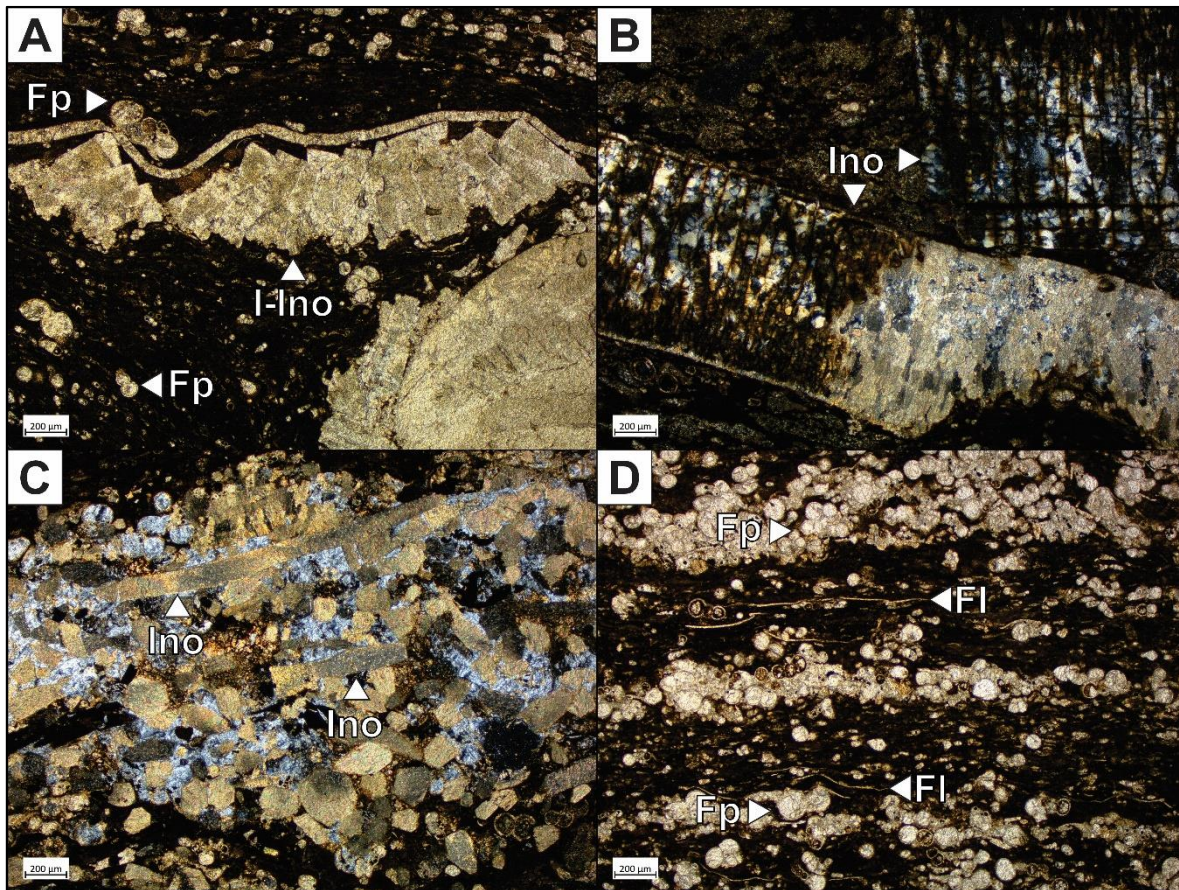


Figura 5.23. Microfacies tipo MF3. Fotomicrografías: (A) Wackestone de comunes foraminíferos planctónicos y pocos inocerámidos imbricados. (B) Wackestone de pocos inocerámidos silicificados que presentan imbricación. (C) Grainstone de pocos inocerámidos cementados por esparita y sílice. (D) Wackestone de comunes foraminíferos planctónicos y pocos filamentos. Los foraminíferos planctónicos pueden estar en láminas con textura grainstone. Fp: Foraminíferos planctónicos. I-Ino: Inocerámidos imbricados. FI: Filamentos.

5.3.4. MF4 – Wackestone/Packstone de foraminíferos planctónicos, bivalvos y braquiópodos.

Esta microfacies tiene una textura tipo wackestone/packstone y posee abundantes a comunes foraminíferos planctónicos, comunes bivalvos, pocos braquiópodos y raros foraminíferos bentónicos y valvas desarticuladas de ostrácodos (Figura 5.24). Los foraminíferos planctónicos presentan formas trocoespirales y globulares, y son de mayor tamaño que aquellos encontrados en la MF3. Los bivalvos también presentan un tamaño mayor que los hallados en la MF3 y las acumulaciones de estos tienen un espesor mayor y son más frecuentes. Estas acumulaciones también presentan imbricación y las conchas pueden estar parcialmente silicificadas. La matriz de esta microfacies tiene una coloración gris oliva (5Y 4/2) y un grado de bioturbación moderado (BI=3-4). Esta microfacies está asociada al miembro superior de la Formación Eagle Ford y sus características petrográficas son representativas de la litofacies L3. Las acumulaciones de conchas se asocian a la litofacies M/L.

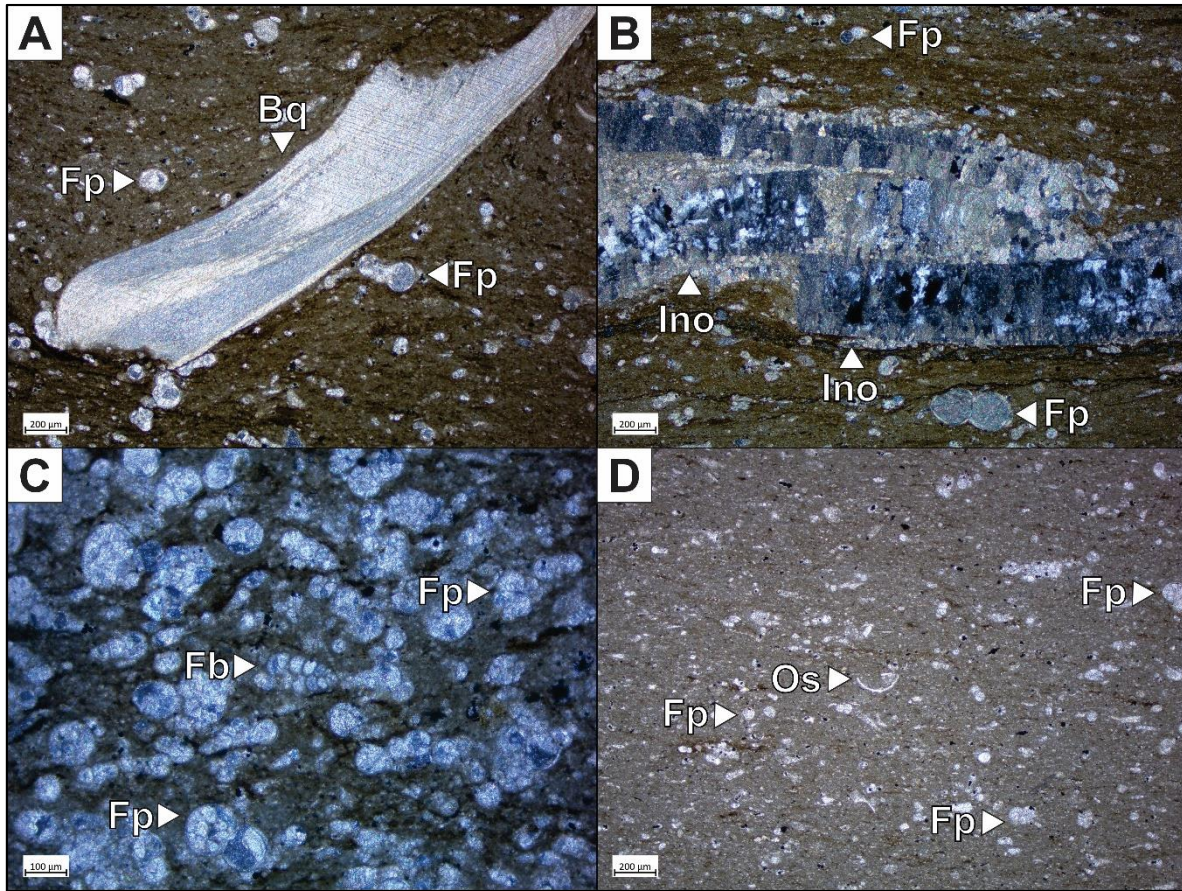


Figura 5.24. Microfacies tipo MF4. Fotomicrografías: (A-D) Wackestone/packstone de foraminíferos planctónicos, braquiópodos, inocerámidos silicificados, foraminíferos bentónicos, ostrácodos. Fp: Foraminíferos planctónicos. Bq: Braquiópodos. S-Ino: Inocerámidos silicificados. Fb: Foraminíferos bentónicos. Os: Ostrácodos.

5.4. DETERMINACIONES PALEONTOLÓGICAS

El análisis de nanofósiles calcáreos permitió la identificación de 49 especies de estos organismos en el núcleo IR-1, entre las que destacan principalmente *Corollithion cf. C. kennedyi*, *Rhagodiscus aff. R. asper*, *R. cf. Rhagodiscus. asper*, *Quadrum gartneri* y *Eiffellithus eximius* (Figura 5.25). El conteo total de las especies identificadas varía entre 1 y 338 conteos, y el nivel de preservación de los nanofósiles es pobre. Las especies mencionadas anteriormente permiten establecer de forma aproximada la posición de las siguientes biozonas para el núcleo IR-1: la biozona CC9-CC10 entre los niveles 138.70 y 126.43 m, caracterizada por la presencia de *C. cf. C. kennedyi*, *R. cf. R. asper*, y *R. aff. R. asper*; la biozona CC11 en el nivel 122.575 m, marcada por la ocurrencia de *Q. gartneri*, y la biozona CC12 entre los niveles 114.325 y 86.77 m, con presencia de *E. eximius*. No fue posible realizar la identificación de alguna especie que permitiera establecer el final de la biozona CC12. En el núcleo IR-2 se reconocieron de manera preliminar la biozona CC12 en el nivel 226.13 m, y la biozona CC14 entre los niveles 158.27 m y 127.24 m.

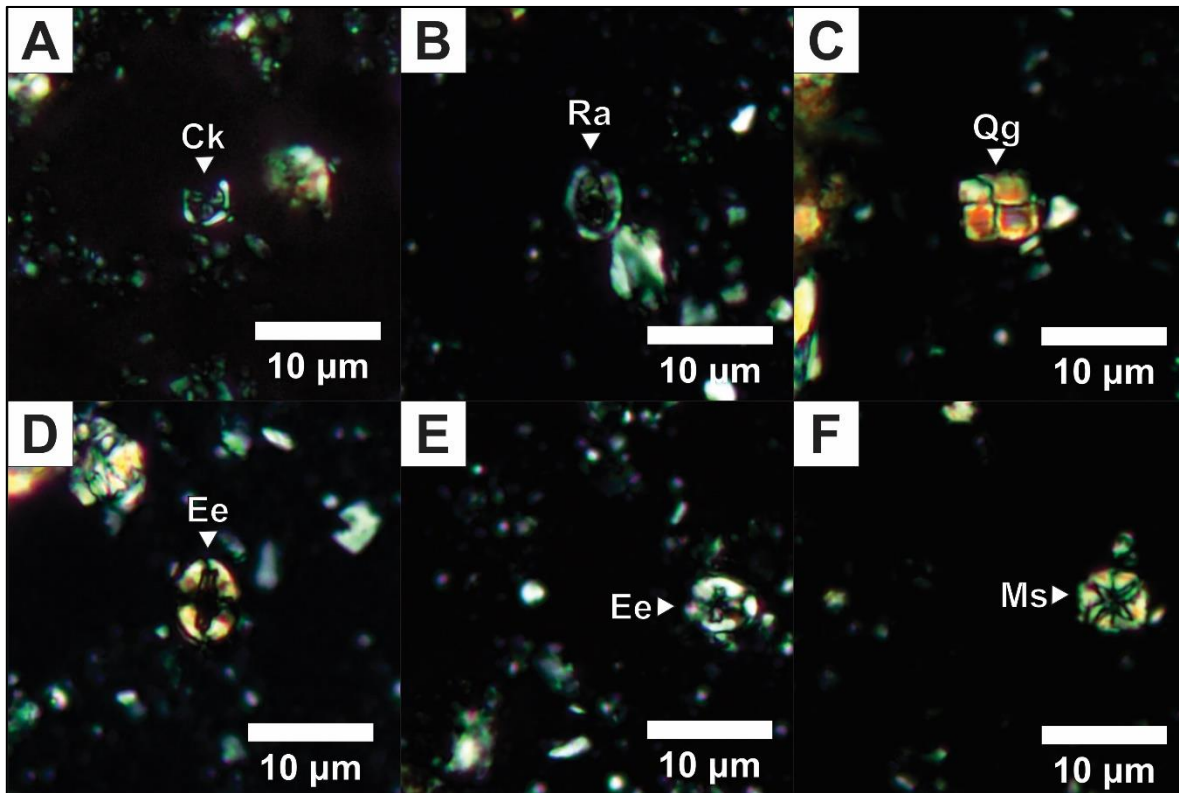


Figura 5.25. Fotomicrografías de los nanofósiles calcáreos identificados en los núcleos IR-1 e IR-2. (A) *Corollithion* cf. *C. kennedyi*, biozona CC9-CC10. (B) *Rhagodiscus* cf. *R. asper*, biozona CC9-CC10. (C) *Quadrum gartneri*, biozona CC11 en el núcleo IR-1. (D-E) *Eiffellithus eximius*, biozona CC12 en los núcleos IR-1 (D) e IR-2 (E). (F) *Micula* ssp., biozona CC14 en el núcleo IR-2.

5.5. COMPOSICIÓN MINERAL

Los sedimentos del núcleo IR-1 están dominados por cuarzo (0.30–52.20%), calcita (45.40–99.40%), plagioclasa (0.10–37.20%), arcillas (0.00–17.70%), pirita (0.10–37.20%) y magnetita (0.10–2.00%). El cuarzo y la plagioclasa ocurren en todo el intervalo estratigráfico de estudio, pero presentan un comportamiento inverso. La plagioclasa y las arcillas están presentes a largo de toda la Formación Eagle Ford. La plagioclasa resulta ser un poco más abundante en el miembro superior de esta formación, pero las arcillas son más abundantes en el miembro inferior, mostrando las concentraciones más altas en la parte inferior de este miembro. Por otra parte, la pirita se encuentra principalmente en el miembro inferior de la Formación Eagle Ford, con los valores más altos en la parte media de este miembro. En el miembro superior la pirita reaparece hacia el techo de esta unidad. La magnetita solo se encuentra en la parte superior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford.

El índice detrítico presenta valores entre 0.01 y 1.10. Los valores más bajos están en la Formación Buda, luego se elevan drásticamente en el miembro inferior de la Formación Eagle Ford, y descienden paulatinamente hacia el miembro superior de esta formación (Figura 5.26). Picos de aumento en los valores de este índice detrítico se encuentran en la parte inferior y media del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, y en algunos niveles específicos del miembro superior de la misma formación (116.60, 113.80, 110.10, 105.10, 97.71, 87.64, 84.08, y 80.96 m).

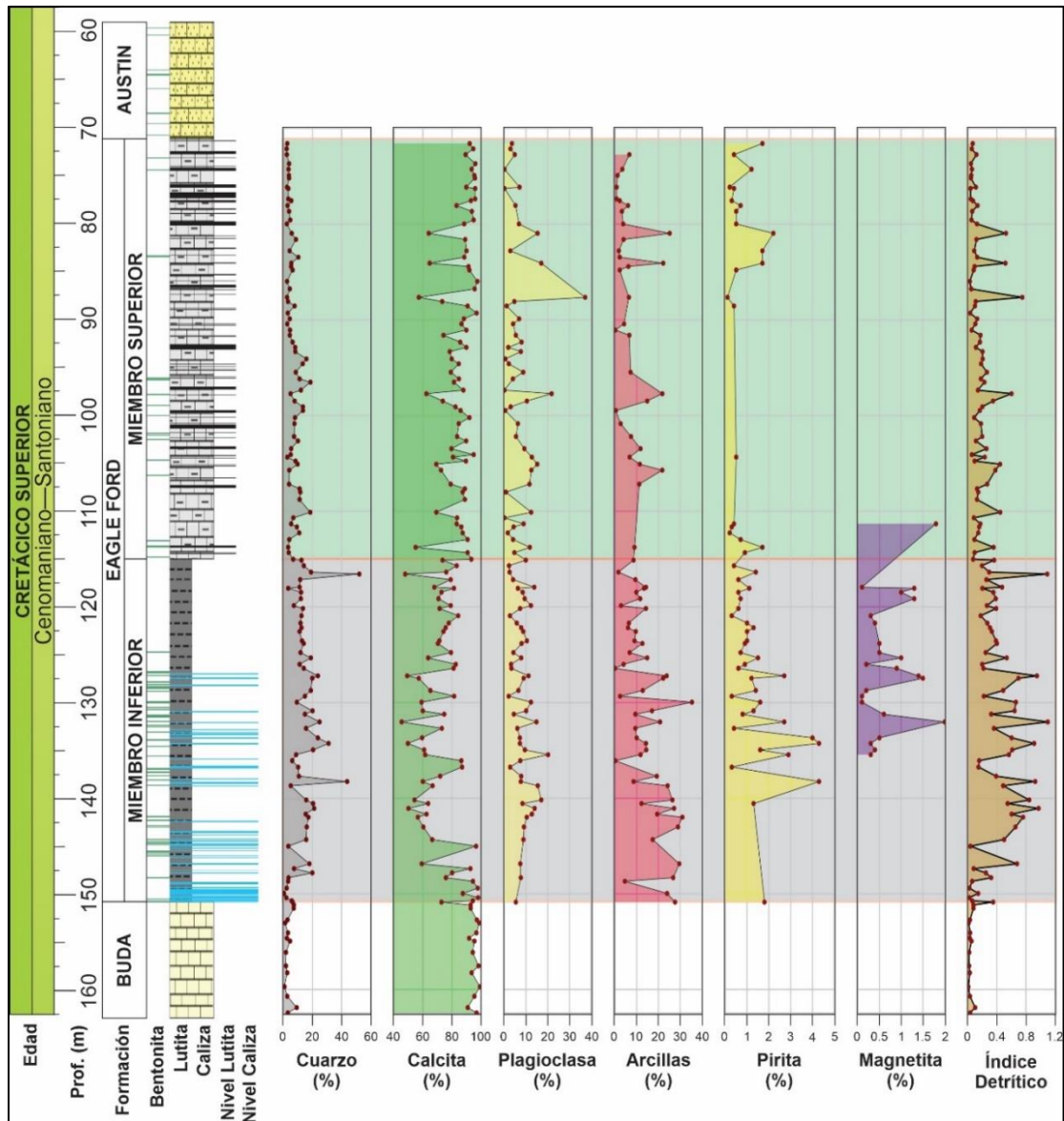


Figura 5.26. Mineralogía semicuantitativa del núcleo IR-1 obtenida mediante DRX.

5.6. COMPOSICIÓN QUÍMICA

5.6.1. Elementos mayores

Los contenidos de Al_2O_3 (0.170–10.770%, promedio = 3.036%), Na_2O (0.013–1.631%, promedio = 0.434%), K_2O (0.036–1.903%, promedio = 0.552%) y P_2O_5 (0.014–4.491%, promedio = 0.160%) presentan un comportamiento similar, ya que sus valores más bajos están presentes en la Formación Buda, luego aumentan progresivamente hacia la parte media del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, para disminuir paulatinamente hacia el techo de esta unidad y, exceptuando algunos picos de abundancia, los valores se mantienen constantes o disminuyen muy poco dentro del miembro superior de la Formación Eagle Ford. Este comportamiento es observado en otros elementos menores y traza como el TiO_2 (0.009–0.491%, promedio = 0.123%) y el ZrO_2 (0.014–1.958%, promedio = 0.311%), respectivamente. Por otra parte, el MgO (0.182–1.973%, promedio = 0.593) muestra valores relativamente uniformes a lo largo de todo el intervalo estratigráfico de



estudio; sin embargo, al igual que los óxidos ya descritos, los valores de este presentan un ligero incremento desde la base hacia la parte media del miembro inferior de la Formación Eagle Ford para luego descender paulatinamente hacia el techo de este miembro. Dentro del miembro superior de la Formación Eagle Ford los valores de MgO muestran un descenso muy leve hacia el techo. El CaO (12.178–59.770%, promedio = 38.660%), cuya curva de variación coincide con la de la calcita (Figura 5.25), presenta sus valores más altos en la Formación Buda, los cuales disminuyen paulatinamente hasta la parte media del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, para posteriormente mostrar un aumento progresivo hacia el techo de este miembro. Dentro del miembro superior de la Formación Eagle Ford los valores tienen una tendencia de aumento leve desde la base hacia el techo (Figura 5.27).

Los valores de CIA varían entre 47 y 83 (promedio = 61). En la Formación Buda estos valores son altos y uniformes, y, posteriormente en la base del miembro inferior de la Formación Eagle Ford (nivel 148.7 m), dichos valores presentan un incremento hasta alcanzar el valor máximo (CIA = 83) de todo el registro estratigráfico estudiado. Luego de una caída drástica en el nivel 148.1 m hasta un valor de 56, los valores presentan un aumento paulatino hasta el nivel 137.7 m, donde alcanzan un valor de 66. Luego de un decaimiento en el nivel 137.4 m hasta un valor de 52, los valores de CIA aumentan hasta el nivel 127.7 m (CIA = 69), donde empiezan a decaer gradualmente hasta el valor mínimo de CIA de todo el registro (CIA = 47) en el nivel 115.5 m. En el miembro superior de la Formación Eagle Ford los valores de CIA varían entre 49 y 65, y disminuyen desde la base hacia el techo (Figura 5.27).

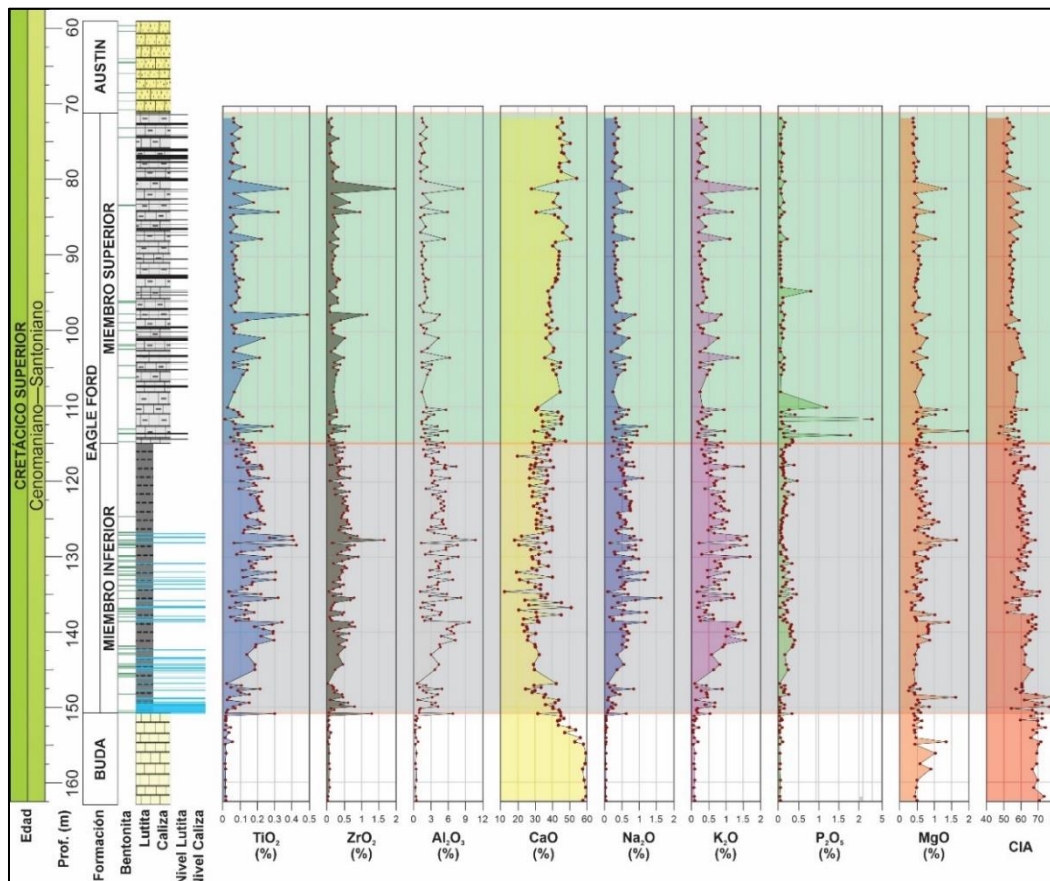


Figura 5.27. Variaciones de la abundancia de elementos mayores y el CIA dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-1.



5.6.2. Indicadores de condiciones redox

El U (0.2–14.9 ppm, promedio=3.498 ppm, EF = 1.221–28.951), el V (3–1320 ppm, promedio = 176.46 ppm, EF = 0.58–47.379) y el Mo (1–99 ppm, promedio = 10.76 ppm, EF = 3–701) presentan un comportamiento similar tanto en sus concentraciones absolutas como en sus factores de enriquecimiento. En la Formación Buda, los valores son los más bajos de todo el registro estratigráfico de estudio. Estos aumentan drásticamente en la base del miembro inferior de la Formación Eagle Ford. En la parte inferior de este miembro ocurren 4 picos de aumento en los valores de U, V y Mo (150.9, 149.7, 147.1 y 145 m). A partir del nivel 145 m los valores descienden hasta el nivel 138.5 m, donde los valores de estos 3 elementos redox-sensibles muestran una tendencia de aumento hasta el nivel 129 m. Posteriormente, ocurre una caída en los valores hasta el nivel 128.1 m, y vuelven a aumentar hasta el nivel 127.5 m, para mantenerse constantes de manera general hasta el techo del miembro inferior de la Formación Eagle Ford. Dentro del miembro superior de la Formación Eagle Ford, el U, el V y el Mo disminuyen su concentración respecto al miembro inferior, pero de manera general se mantienen constantes. Sin embargo, el U presenta 3 picos de aumento en la base (114.6, 113. y 11.6 m), los cuales se reflejan en la curva de concentración absoluta y de EF. Según las curvas de concentración absoluta y EF de U, V y Mo, se presentan importantes picos de aumento en los niveles 150.2, 148.1, 147.1, 145, 136.1, 114.6, 92.88 y 76.12 m (Figura 5.28).

Las concentraciones absolutas y el EF del Mn (53–550 ppm, promedio = 158.095 ppm, EF = 0.273–17.778) muestran un comportamiento diferente al del U, V, y Mo. En la Formación Buda ocurren las concentraciones más altas, las cuales posteriormente caen en el miembro inferior de la Formación Eagle Ford y se incrementan ligeramente hasta llegar al miembro superior de la misma Formación. Dentro de este miembro los valores absolutos de Mn inician en 210 ppm y decaen paulatinamente hasta el techo, donde tienen un valor de 113 ppm. Por último, las concentraciones absolutas y el EF del Mn presentan 4 picos de aumento importantes en los niveles 149, 136.7, 128.1, y 113 m (Figura 5.28).

La relación Ce/Ce* presenta valores entre 0.516 y 1.233 (promedio = 0.876). Los valores más bajos se encuentran en la Formación Buda, aunque existen algunos picos en los niveles 160.7, 158.2, 154.9 y 151.4 m. En la parte más inferior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford ocurren 4 picos de aumento en los niveles 149.0, 145.9, 143.3, y 147.6 m. Dentro del miembro inferior de la Formación Eagle Ford están presentes los valores más altos de esta relación, y en el intervalo 124.1–147.41 m ocurre un aumento. Además, en el nivel 128.1 m es observado el pico más alto de esta anomalía dentro de todo el intervalo de estudio. Luego de esto ocurre un descenso hasta el techo de esta unidad. En el miembro superior de la Formación Eagle Ford ocurre un incremento leve desde la base hasta el techo de la unidad. Otros picos importantes de aumento de esta relación ocurren en los niveles 138.0, 134.0, 130.2, 125.1, 124.1, 117.3, 114.6, 113.2, 112.6, 108.0, 102.6, 99.09, 97.71, 96.51, 93.32, 93.04, 92.31, 91.06, 84.78, 80.96, 77.35 y 72.12 m (Figura 5.28).

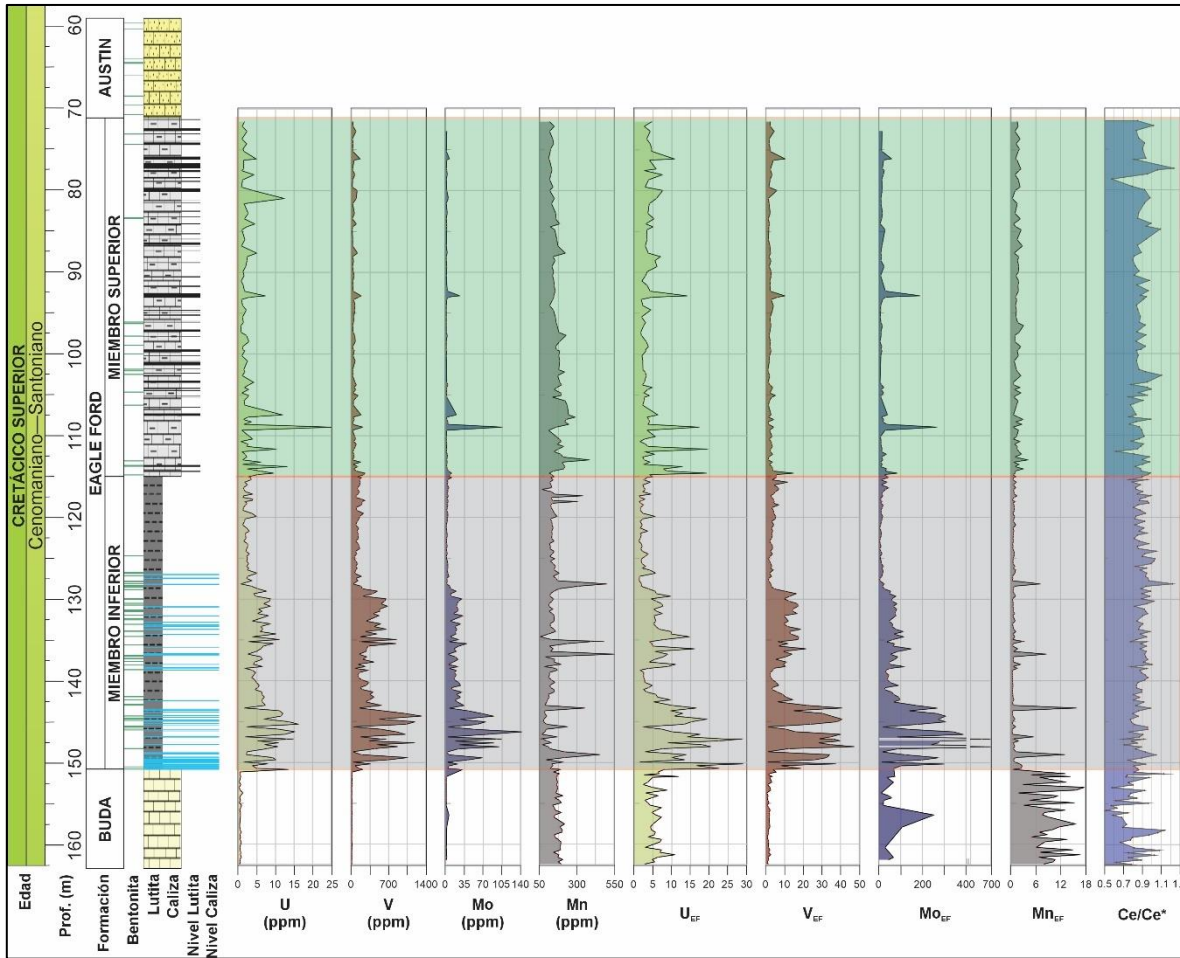


Figura 5.28. Variaciones de la concentración absoluta y del factor de enriquecimiento (EF) de U, V, Mo y Mn, y de la relación Ce/Ce* dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-1.

5.6.3. Indicadores de productividad

Exceptuando el intervalo estratigráfico correspondiente a la Formación Buda, las concentraciones absolutas y el EF del Ni (1–1330 ppm, promedio = 44.776 ppm, EF = 0.207–73.43), Cu (1–145 ppm, promedio = 28.816 ppm, EF = 0.08–22.222), Cd (0.3–14.5 ppm, promedio = 1.971 ppm, EF = 2.339–166.667) y Zn (3–364 ppm, promedio = 65.537 ppm, EF = 0.717–13.212) presentan un comportamiento muy similar. Los valores más bajos de la concentración absoluta de estos elementos ocurren en la Formación Buda. Posteriormente, dentro de la Formación Eagle Ford, tanto la concentración absoluta como el EF de los mismos elementos muestran 3 picos de aumento en los niveles 150.9 (mayor concentración absoluta de Cu), 147.6 y 144.3 m (mayor concentración absoluta de Cd y Zn). Hasta el nivel 138 m ocurre un continuo descenso en los valores, para luego incrementar ligeramente hasta el nivel 129 m. Entre los niveles 129 y 114.8 m ocurre un ligero incremento en los valores absolutos y el EF de los elementos en mención, seguido de un decrecimiento hasta el techo del miembro inferior de la Formación Eagle Ford. En el miembro superior de la Formación Eagle Ford las concentraciones absolutas y los EF de Ni, Cu, Cd y Zn son más uniformes; tienen una ligera tendencia de aumento desde la base hacia el techo de la unidad, y son más bajos respecto a los valores encontrados en el miembro inferior de la misma formación. Las concentraciones absolutas y los EF de estos elementos presentan otros picos de aumento drástico en los niveles 133, 114., 104.3, 97.71, 92.88, 87.65, 84.08 y 76.12 m (Figura 5.29).

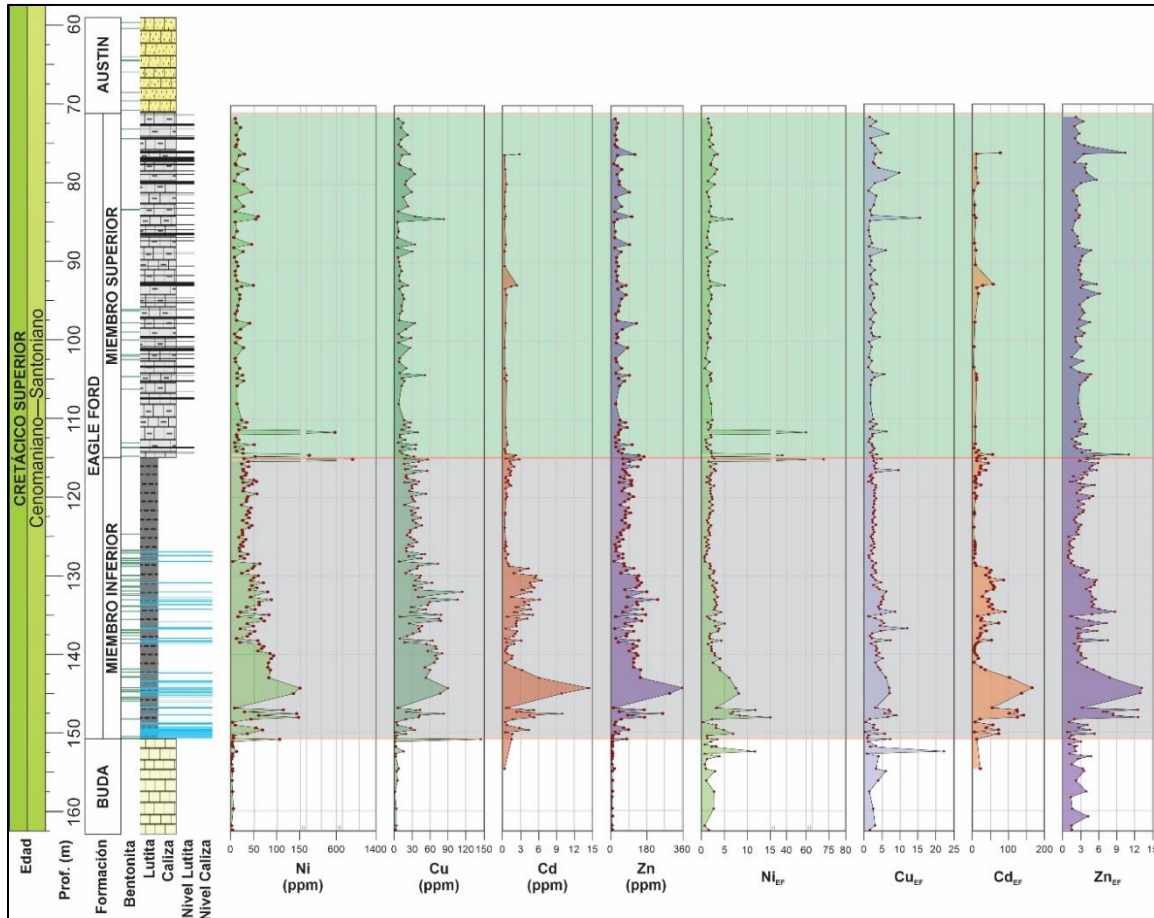


Figura 5.29. Variaciones de la concentración absoluta y del factor de enriquecimiento (EF) de Ni, Cu, Cd y Zn dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-1.

5.6.4. Indicadores de hidrotermalismo

Los elementos asociados a hidrotermalismo presentan las siguientes concentraciones y valores de EF en el núcleo IR-1: Co (1–194 ppm, promedio = 5.599 ppm, EF = 0.301–108.912), Sc (1–22 ppm, promedio = 3.358 ppm, EF = 0.276–4.592) y Cr (3–196 ppm, promedio = 44.776, EF = 0.159–7.32). La concentración absoluta de estos elementos y el EF del Cr presentan un comportamiento similar al que muestran los elementos sensibles a la productividad. Es decir, los valores más bajos ocurren en la Formación Buda, y luego aumentan rápidamente en el miembro inferior de la Formación Eagle Ford, hasta el nivel 128.4 m. Posteriormente, decaen hasta el nivel 126.4 m, donde empiezan a aumentar gradualmente hasta el techo de esta unidad. En el miembro superior de la Formación Eagle Ford los valores de concentraciones absolutas y de EF de los elementos en mención son uniformes, aunque presentan un ligero aumento hacia el techo (Figura 5.30).

Por otra parte, en este mismo núcleo la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ (0.481–0.868, promedio = 0.690) presenta los valores más bajos en la Formación Buda. Posteriormente, en el miembro inferior de la Formación Eagle Ford, los valores de esta relación aumentan desde la base hasta el nivel 128.7 m. Posterior a una caída en los valores en el nivel 128.4 m, los valores aumentan de nuevo de forma paulatina hasta el techo de esta unidad. En el miembro superior de esta formación los valores son uniformes, aunque presentan una ligera tendencia de aumento desde la base hasta el techo. La relación Cr/Th (0.682–106.667, promedio = 26.194) posee valores altos en la Formación Buda, para

luego mostrar una caída abrupta en el nivel 148.7 m. A partir de ese punto los valores incrementan progresivamente hasta el nivel 134.6 m, y luego empiezan a decaer hasta el nivel 127.7 m. Desde ese último punto y hasta el nivel 116.6 m los valores aumentan, y posteriormente decaen hasta el techo del miembro inferior. En el miembro superior de la Formación Eagle Ford los valores de la relación Cr/Th son más bajos respecto a los del miembro inferior de la misma formación, y muestran un aumento paulatino desde la base hasta el techo. El comportamiento descrito para la relación Cr/Th es muy similar al comportamiento de la curva de Cr_{EF} (Figura 5.30). La relación Y/La (0.366 – 2.581, promedio = 0.917) exhibe los valores más altos en la Formación Buda. Posteriormente estos decaen y se mantienen constantes en el miembro inferior de la Formación Eagle Ford, para finalmente incrementar de manera paulatina desde la base hasta el techo del miembro superior de esta formación (Figura 5.30). En conjunto, los indicadores de actividad hidrotermal (Co, Sc, Cr, Al/(Al+Fe+Mn), Cr/Th, Y/La) en el núcleo IR-1 presentan los principales picos en los niveles 151.2 m, 148.7 m, 147.8 m, 142 m, 138.3 m, 136.1 m, 135 m, 128.1 m, 112.3 m, 110.7 m, 105.1 m, 104.3 m, 96.51 m, 94.08 m, 88.56 m, 82.78 m, y 76.26 m (Figura 5.30).

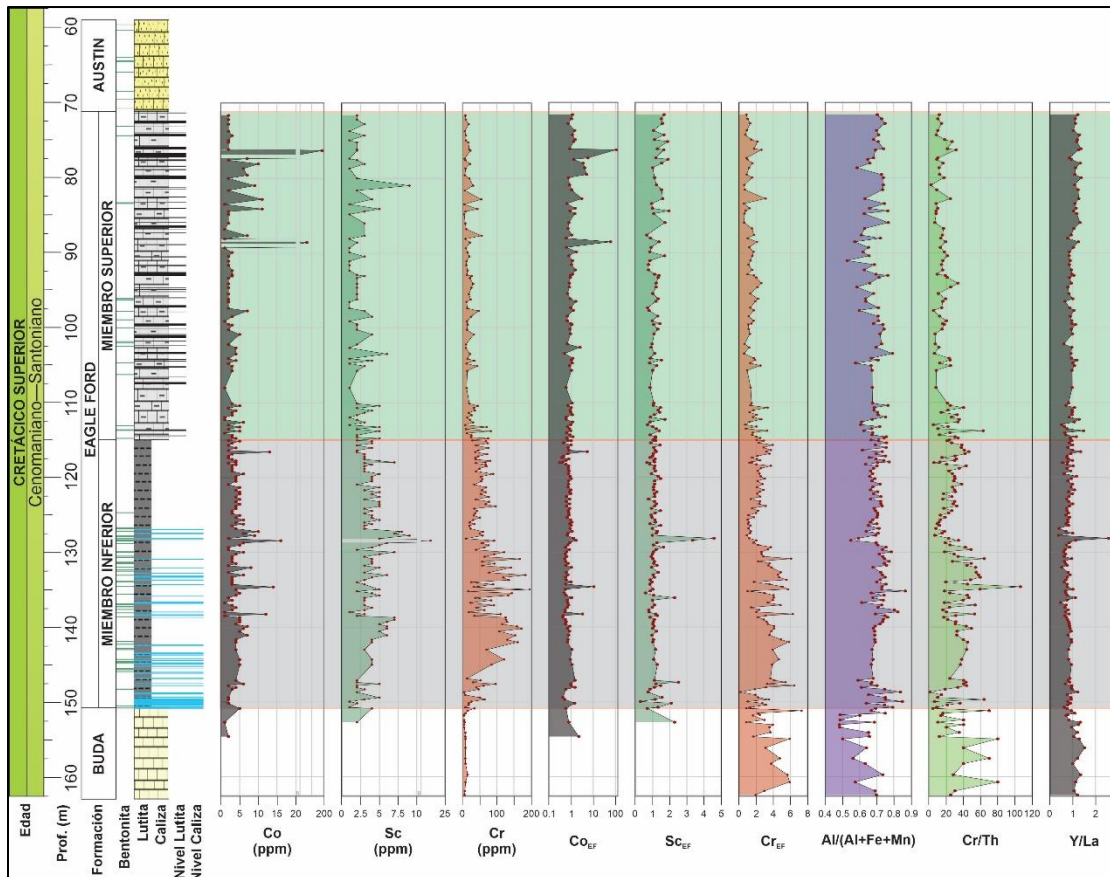


Figura 5.30. Variaciones de los indicadores de actividad hidrotermal (Co, Sc, Cr, Al/(Al+Fe+Mn), Cr/Th, Y/La) dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-1.

En el núcleo IR-2, los valores más altos de las concentraciones absolutas y el EF de Co ocurren en la Formación Eagle Ford. Por otra parte, las concentraciones absolutas y los EF de Co (0.3–120 ppm, promedio = 5.68 ppm, EF = 0.39–561.4), Sc (0.4–39 ppm, promedio = 3.26, EF = 0.59–11.48) y Cr (2–324 ppm, promedio = 38.03 ppm, EF = 0.29–119.01) muestran un aumento gradual hasta la parte media del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, donde empiezan a decrecer paulatinamente hasta el techo de esta unidad. En el miembro superior de esta formación se observan valores

uniformes que presentan una ligera tendencia a incrementar desde la base hacia el techo. Dentro de la Formación Austin los valores en cuestión muestran un decrecimiento (Figura 5.31).

En este mismo núcleo, la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ (0–0.03, promedio = 0.001) presenta valores muy bajos en la Formación Buda, los cuales aumentan rápidamente hacia el contacto con la Formación Eagle Ford. En general, los valores de esta relación decaen desde la base hasta el techo del miembro inferior de esta formación. Es de anotar que en la parte media de este miembro ocurren algunos de los valores más altos de la relación mencionada. La relación Cr/Th (0.42–602.5, promedio = 34.73) presenta un aumento gradual desde la base hasta el techo de la Formación Eagle Ford, pero en las partes intermedias de los miembros Inferior y Superior de esta formación exhibe valores altos. La relación Y/La (0.4–2.55, promedio = 1.04) exhiben valores muy uniformes, aunque con una tendencia de aumento leve desde la base hasta el techo de la Formación Eagle Ford. Finalmente, los valores de la razón Y/La decrecen desde la base de la Formación Austin. En conjunto, los indicadores de actividad hidrotermal (Co, Sc, Cr, $Al/(Al+Fe+Mn)$, Cr/Th , Y/La) en el núcleo IR-2 presentan los principales picos en los niveles 306.1 m, 282.2 m, 258.5 m, 249.5 m, 247.8 m, 220.8 m, 214.2 m, 202.5 m, 188.8 m, 183.7 m, 174.2 m, 169.2 m, 156.9 m, 148.6 m, 142.3 m, y 132.2 m (Figura 5.31).

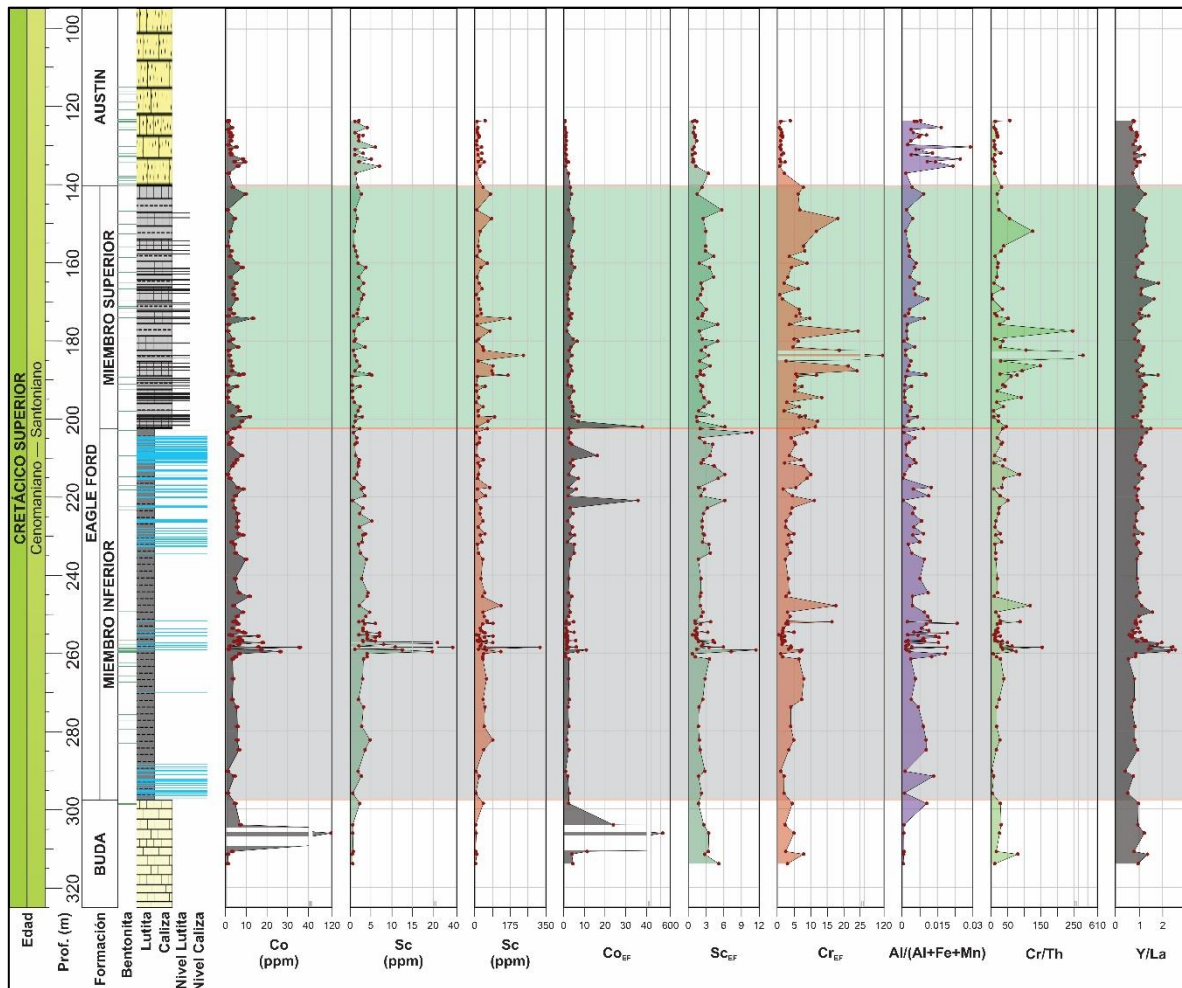


Figura 5.31. Variaciones de los indicadores de actividad hidrotermal (Co, Sc, Cr, $Al/(Al+Fe+Mn)$, Cr/Th , Y/La) dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-2.

5.6.5. Análisis de componentes principales

En el diagrama de PCA aplicado a los datos geoquímicos del núcleo IR-1 los vectores de Ca y el EF de Mn están agrupados dentro del cuadrante I; el vector del Mg está situado dentro del cuadrante II; los vectores de los elementos mayores (Zr, Ti, Al, Na, K, P, Fe) están concentrados en el cuadrante III; y los vectores del EF de U, V, Mo, Cu, Cd, Ni y Zn están agrupados en el cuadrante IV (Figura 5.32A). Los componentes principales 1 y 2 (PC1 y PC2) superan la línea *broken stick*, explicando un 42.64 y 20.70%, respectivamente, de la variabilidad total. Esto indica que estos componentes son estadísticamente significativos (Figura 5.32B).

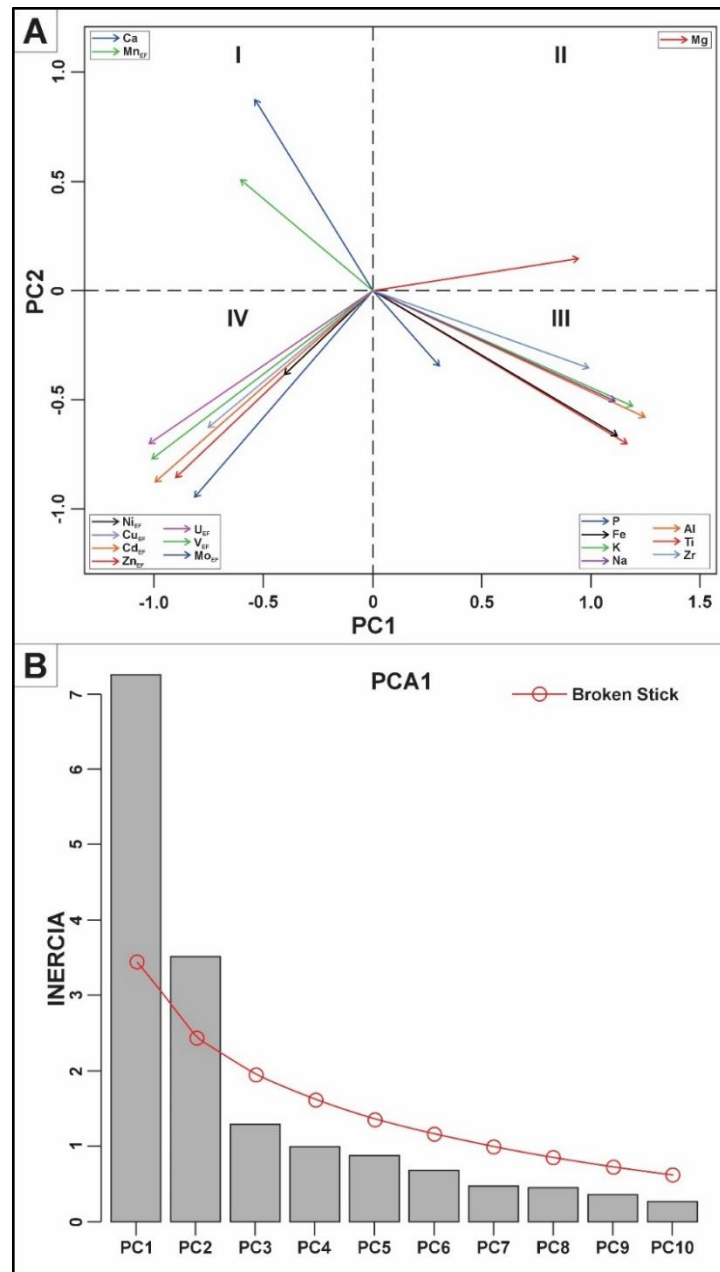


Figura 5.32. Análisis de componentes principales para diferentes parámetros geoquímicos en el núcleo IR-1. (A) Diagrama que muestra la interrelación entre las variables. (B) Diagrama del modelo de broken stick que evidencia que el PC1 y el PC2 son estadísticamente significativos.



5.7. VARIACIONES ISOTÓPICAS DE CARBONO Y CONTENIDO DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL (TOC)

En la Formación Buda los valores de $\delta^{13}\text{C}$ presentan un marcado descenso desde -25.60‰ hasta -27.45‰ en el nivel 153.04 m. En los niveles 152.7 m y 149.9 m existen dos picos positivos que alcanzan valores de -26.29‰ y -26.07‰, respectivamente. En el intervalo 147.4 – 142 m ocurre un nuevo aumento en los valores que va desde -27.30‰ hasta -26.49‰. Entre los niveles 130 m y 121.69 m ocurre la mayor excursión isotópica positiva de carbono de todo el intervalo estratigráfico de estudio. Esta excursión inicia en un valor de -26.66‰, alcanza un máximo de -24.14‰ y desciende nuevamente hasta -27.25‰. Luego de esto, los valores decaen paulatinamente. En el nivel 117.95 m ocurre un nuevo incremento en esta señal, llegando a un valor de -27.00‰. Desde el nivel 115.12 m (-27.35‰) hasta el nivel 105.09 m (-27.33‰) ocurre una excursión positiva que muestra dos picos notorios en los niveles 111.65 m (-26.39‰) y 107.65 m (-26.05‰). Entre los niveles 104.1 m y 100.84 m los valores incrementan desde -27.57‰ hasta -26.66‰, para luego decaer hasta -27.45‰ en el nivel 94.6 m. Por último, desde el nivel 86.77 m hasta el nivel 83.45 m ocurre un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ desde -27.38‰ hasta -26.11‰. A partir de este nivel, los valores muestran un comportamiento relativamente constante hasta la cima del intervalo estratigráfico de estudio (Figura 5.33).

En el intervalo estudiado del núcleo IR-1 el contenido de Carbono Orgánico Total (TOC) varía entre 0.22 y 6.30% (promedio = 1.81%). En la Formación Buda los valores de TOC varían generalmente entre 0.22 y 1.83%. Estos se incrementan rápidamente en la parte inferior del miembro inferior de la Formación Eagle Ford, donde alcanzan el valor más alto de todo el registro (6.30%, nivel 140.56 m). De manera general, desde la base del miembro inferior de la Formación Eagle Ford hasta la parte media del mismo miembro (nivel 129.3 m) los valores de TOC se mantienen altos. Desde el nivel 129.3 m hasta el techo del miembro inferior los valores de TOC decaen y oscilan generalmente entre 1.13 y 3.86%. Dentro del miembro superior de esta formación los valores de TOC son los más bajos y no sobrepasan el 2.36%. Además, hacia la parte superior de este miembro los valores de TOC empiezan a incrementar levemente (Figura 5.33).

El Índice de Hidrógeno (HI) varía entre 67.76 y 333.53 mg HC/g TOC (promedio = 164.52 mg HC/g TOC), y sus valores decrecen desde la Formación Buda hasta la parte media del Medio Superior de la Formación Eagle Ford. En la parte superior de este miembro los valores muestran una tendencia de incremento hasta el techo de esta unidad. En el límite entre las formaciones Buda e Eagle Ford los valores decaen abruptamente y se mantienen uniformes a lo largo del miembro inferior de la Formación Eagle Ford. Al pasar al miembro superior de esta formación los valores de HI muestran una leve tendencia de descenso hasta el nivel 87.65 m y, a partir de este punto, los valores se incrementan gradualmente hasta el techo de esta unidad. El Índice de Oxígeno (OI) fluctúa entre 5.48 y 227.66 mg CO_2 /g TOC (promedio = 51.93 mg CO_2 /g TOC). Los valores más altos de OI ocurren en la Formación Buda. En el miembro inferior de la Formación Eagle Ford los valores de OI decaen vertiginosamente y no superan los 96 mg CO_2 /g TOC. El valor más alto de OI dentro de este miembro ocurre en el nivel 150.39 (96 mg CO_2 /g TOC). Dentro del miembro superior de la Formación Eagle Ford los valores de OI son más altos que aquellos observados en el miembro inferior de la misma formación. Los valores de OI en esta unidad son uniformes y varían entre 18 y 228 mg CO_2 /g TOC.

La $T_{\text{máx}}$ varía entre 362.04 y 456.04 °C (promedio = 429.51 °C). Aunque sus valores son muy uniformes, es posible apreciar que los más bajos se encuentran dentro de la Formación Buda, mientras que los más altos están enmarcados dentro del miembro inferior de la Formación Eagle

Ford. En la base del miembro superior de la misma formación se puede apreciar un descenso en los valores de $T_{m\acute{a}x}$, pero con una ligera tendencia de aumento hacia el techo (Figura 5.33).

Los valores de Índice de Producción varían entre 0.11 y 0.52 (promedio = 0.39). Valores de este parámetro son generalmente bajos en la Formación Buda y aumentan en el miembro inferior de la Formación Eagle Ford, donde presentan un aumento hacia la segunda mitad del mismo miembro. Estos altos valores se mantienen hasta la parte media del miembro superior de la Formación Eagle Ford donde, decaen a valores cercanos a 0.3 y se mantienen constantes hasta el techo de la unidad (Figura 5.33).

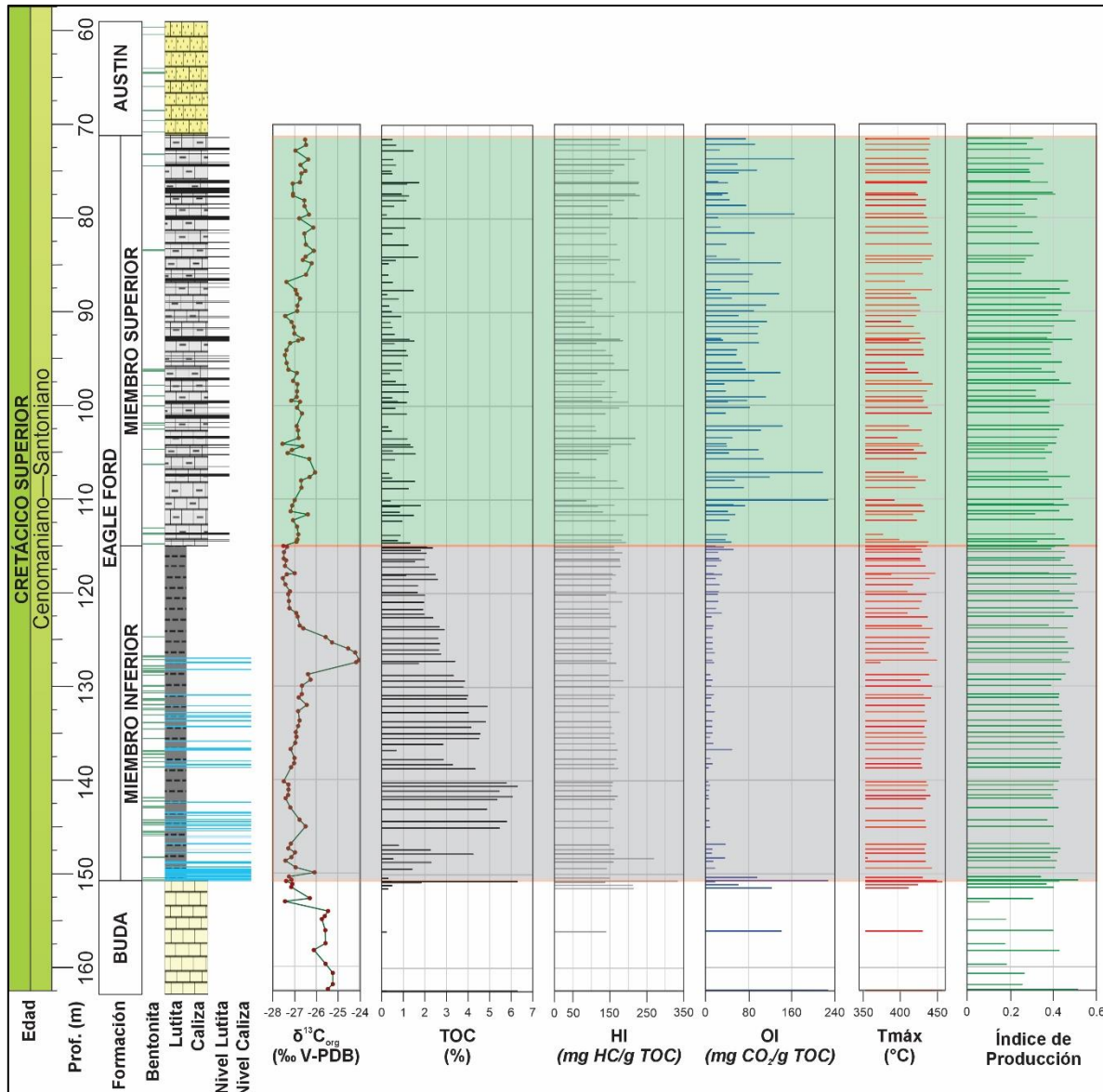


Figura 5.33. Variación de los valores de $\delta^{13}C_{org}$, TOC, Índice de Hidrógeno (HI), Índice de Oxígeno (OI), $T_{m\acute{a}x}$ e Índice de Producción dentro del intervalo estratigráfico de estudio en el núcleo IR-1. Las principales anomalías isotópica se muestran en la curva de $\delta^{13}C_{org}$.

5.8. FECHAMIENTO POR U-Pb

Las imágenes de catodoluminiscencia de los zircones analizados muestran que estos presentan tonalidades incoloras y formas prismáticas euhedrales a subhedrales con terminaciones piramidales (Figura 5.34). El análisis U-Pb de estos granos arrojó una edad media ponderada de 96.9 ± 0.7 Ma (núcleo IR-1) y 96.6 ± 0.8 Ma (núcleo IR-2) (Figura 5.35).

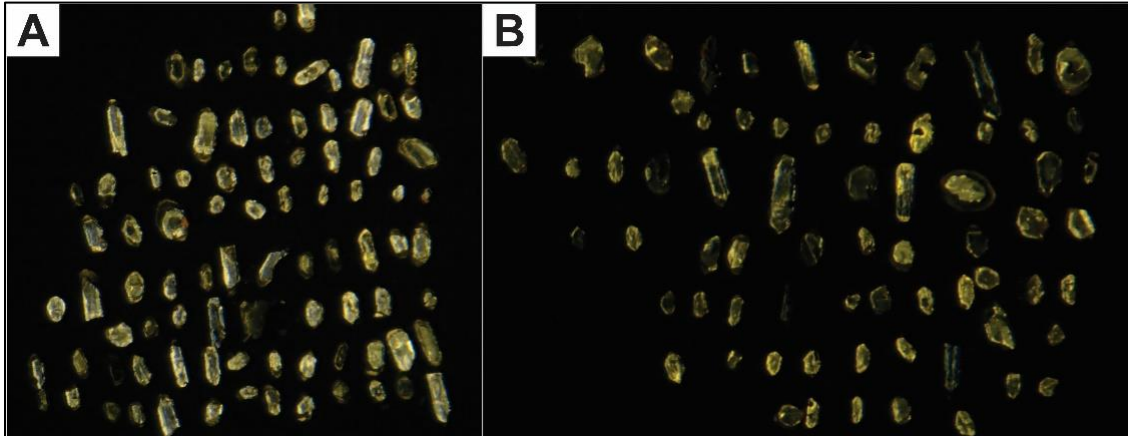


Figura 5.34. Imágenes de catodoluminiscencia de los zircones analizados de la primera bentonita encontrada en la Formación Eagle Ford (A) Núcleo IR-1 (nivel 150.25 m). (B) Núcleo IR-2 (nivel 285 m).

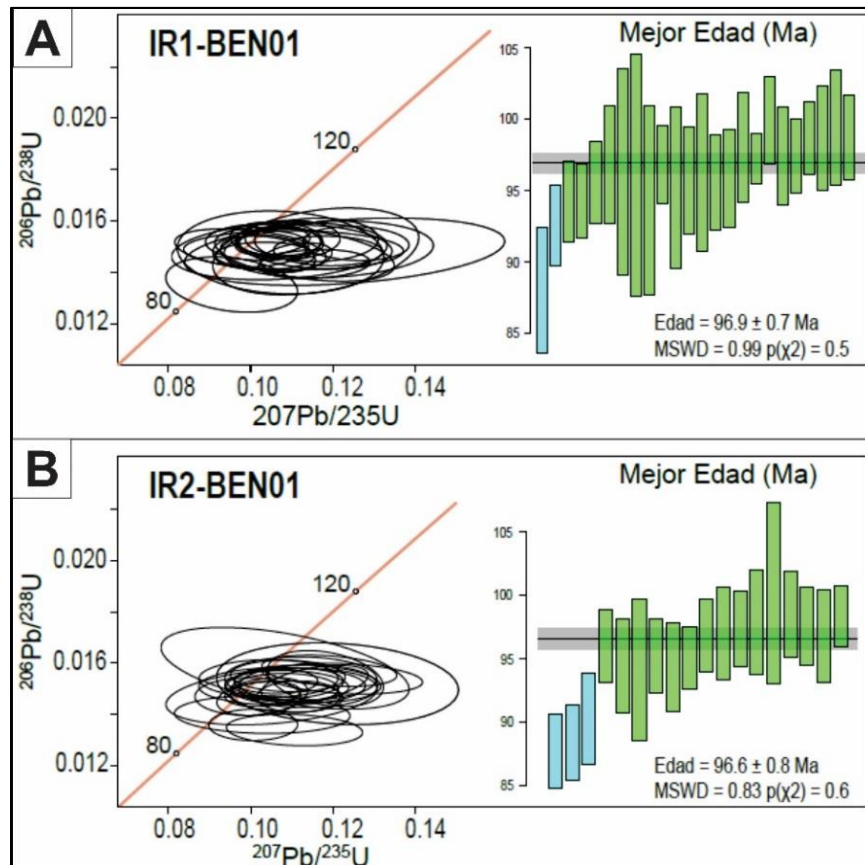


Figura 5.35. Diagramas de concordia y de densidades de Kernel usados para interpretar el conjunto de edades de los zircones analizados de la primera bentonita encontrada en la Formación Eagle Ford. (A) Núcleo IR-1 (nivel 150.25 m). (B) Núcleo IR-2 (nivel 285 m).

5.9. REFLECTANCIA DE BITUMEN Y DE VITRINITA EQUIVALENTE

Dos poblaciones diferentes de bitumen fueron identificadas con base en la medición de su reflectancia (%RB) en los núcleos estudiados. La primera población (Bt1), de tonalidad más oscura, presenta valores de reflectancia que varían entre 0.92 y 1.43%; mientras que la segunda población (Bt2), de color más claro, posee valores que fluctúan entre 1.82 y 2.26%. Los valores calculados de la reflectancia de la vitrinita equivalente (%Ro_{Eq}) varían entre 1.22 y 1.69% para Bt1 y entre 2.05 y 2.49% para Bt2 (Figura 5.36, Tabla 5.2).

Tabla 5.2. Valores reflectancia de los bitúmenes 1 y 2 (RB1 y RB2) y reflectancia de vitrinita equivalente (Ro_{Eq-1} y Ro_{Eq-2}) de las muestras analizadas de los núcleos IR-1 e IR-2.

NÚCLEO	MUESTRA	Prof. (m)	No. mediciones	RBt1 (%)	RBt2 (%)	Ro _{Eq-1} (%)	Ro _{Eq-2} (%)
IR-1	IR1-22A	147.49	11	0.92	1.96	1.22	2.17
	IR1-33A	140.19	11	1.07	---	1.36	---
	IR1-61	122.58	8	1.22	2.22	1.50	2.41
IR-2	IR2-32	237.40	55	1.43	2.09	1.69	2.29
	IR2-83	256.56	16	1.39	2.26	1.65	2.45
	IR2-95	256.72	18	1.42	2.15	1.68	2.35
	IR2-R	291.54	16	1.20	1.82	1.48	2.05

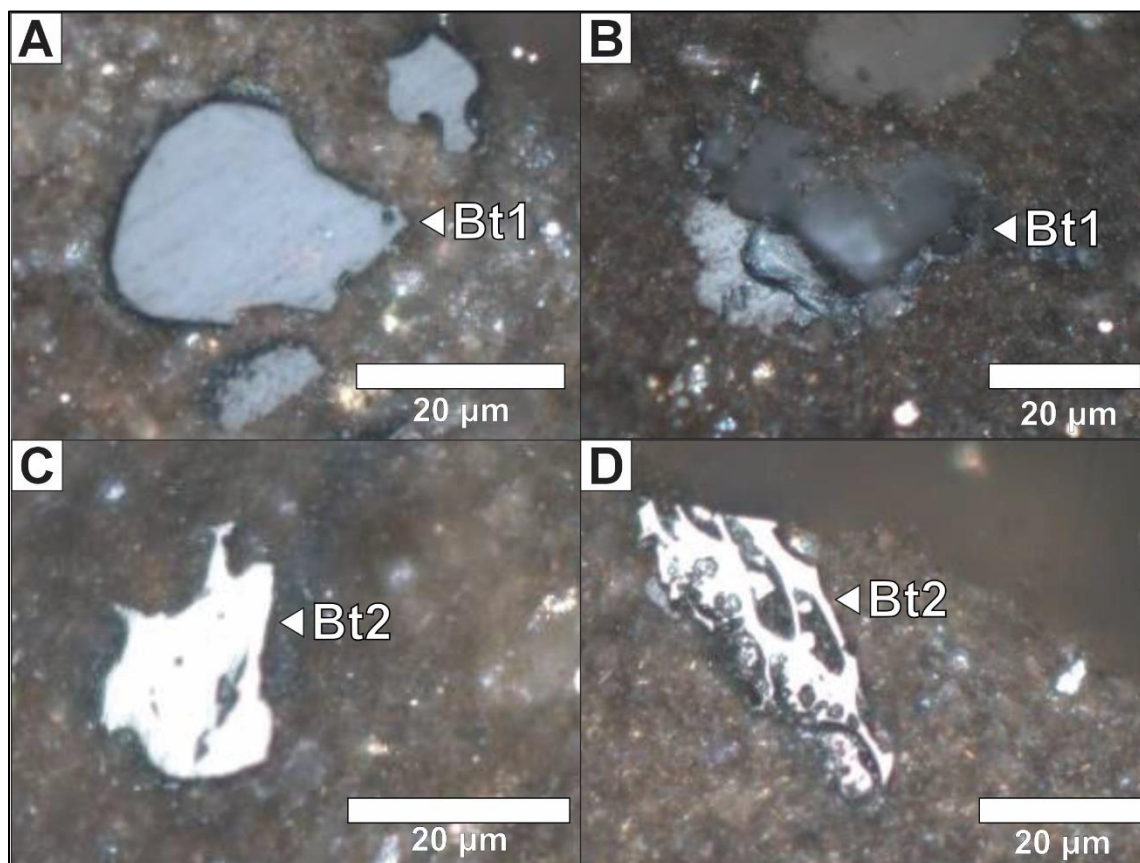


Figura 5.36. Fotomicrografías de los bitúmenes identificados en los núcleos estudiados. (A) Bitumen Bt1 del núcleo IR-1 (Ro_{Eq} = 1.36%). (B) Bitumen Bt1 del núcleo IR-2 (Ro_{Eq} = 1.48%). (C) Bitumen Bt2 del núcleo IR-1 (Ro_{Eq} = 2.41%). (D) Bitumen Bt2 del núcleo IR-2 (Ro_{Eq} = 2.35%).



6. DISCUSIÓN

En este capítulo se presenta la interpretación de los resultados de las diferentes técnicas aplicadas tanto en campo como en laboratorio. Con estos se realiza un análisis de la variabilidad lateral de la señal de rayos gamma de la Formación Eagle Ford a lo largo de la frontera México-USA, y una evaluación del ambiente de depósito y procesos sedimentarios que controlaron su acumulación. Asimismo, se efectúa un análisis de la edad de dicha unidad. También se examina el registro isotópico de carbono obtenido para identificar diferentes eventos de cambio global acelerado, y los resultados de pirólisis Rock Eval y Reflectancia Equivalente de la Vitrinita con el fin de determinar el potencial como roca generadora de la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas. Aunque en el noreste de México la Formación Eagle Ford es dividida en miembro inferior y miembro superior, en este epígrafe los miembros en mención son definidos como formación Eagle Ford inferior y formación Eagle Ford superior respectivamente.

6.1. CORRELACIÓN DE RAYOS GAMMA

Los perfiles de la curva de rayos gamma estándar (SGR) obtenidos para los núcleos IR-1 e IR-2 muestran cierta similitud entre ellos y con los reportados para otras localidades de México (Sección San Lucas – Enciso Cárdenas et al., 2021) y Texas (Lozier Canyon – Donovan et al., 2012; núcleos Iona-1 e Innes-1 – Minissini et al., 2018). Aunque evidentemente ocurren algunas diferencias entre las facies de la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas y las documentadas en el Lozier Canyon, las curvas de SGR establecidas en ambas regiones son correlacionables. Cabe destacar que las curvas obtenidas en los núcleos IR-1 e IR-2 presentan cambios de baja amplitud comparados con los reportados en Texas (Figura 6.1). Esto es atribuido al método implementado en esta investigación que redujo la sensibilidad de adquisición de los valores de rayos gamma medidos.

Donovan & Staerker (2010) establecieron 5 facies (A a E) para la sección Lozier Canyon del Grupo Eagle Ford en Texas. Estas facies fueron divididas en 4 miembros estratigráficos, 2 miembros para la Formación Eagle Ford Inferior (Lozier Canyon, Antonio Creek), y 2 miembros para la Formación Eagle Ford Superior (Scott Ranch, Langtry). Todas estas unidades son tienen un patrón de rayos gamma característico que a continuación se correlaciona con las subunidades petrofísicas obtenidas en Sabinas.

Al igual que como se observa en la sección San Lucas y en algunos lugares de la Plataforma Comanche, incluyendo el Lozier Canyon, el contacto entre las formaciones Buda e Eagle Ford en los núcleos estudiados está marcado por un incremento abrupto en los valores de SGR a la base de la subunidad EFI-I (Figura 6.1). Este cambio también está representado por una variación litológica de una caliza masiva color gris con un alto grado de bioturbación (Formación Buda) a un mudstone negro a gris oscuro laminado con baja o nula bioturbación (litofacies M1). Este límite también muestra un descenso en el contenido de carbonato y un incremento en el contenido de TOC (Figuras 5.24 y 5.31). El límite entre las subunidades EFI-I y EFI-II corresponde al límite señalado en la sección Lozier Canyon entre las facies A y B de la Formación Eagle Ford (Donovan et al., 2012). En este punto se evidencia un nuevo incremento en los valores de SGR, los cuales muestran un descenso paulatino dentro de las subunidades EFI-II y EFI-III. Estas dos subunidades corresponden a la parte inferior de la Facies B establecida por Donovan et al. (2012). Posterior a esto, el límite entre las subunidades EFI-III y EFI-IV se correlaciona con el límite entre la parte inferior y superior de la Facies B, donde ocurre el límite entre los miembros Lozier Canyon y Antonio Creek de la formación Eagle Ford inferior. Dentro de las subunidades EFI-IV, EFI-V y EFI-VI, las cuales componen el miembro Antonio

Creek, la curva SGR inicialmente exhibe una tendencia ascendente para posteriormente decrecer hasta el límite entre las formaciones Eagle Ford Inferior y Superior (Figura 6.1).

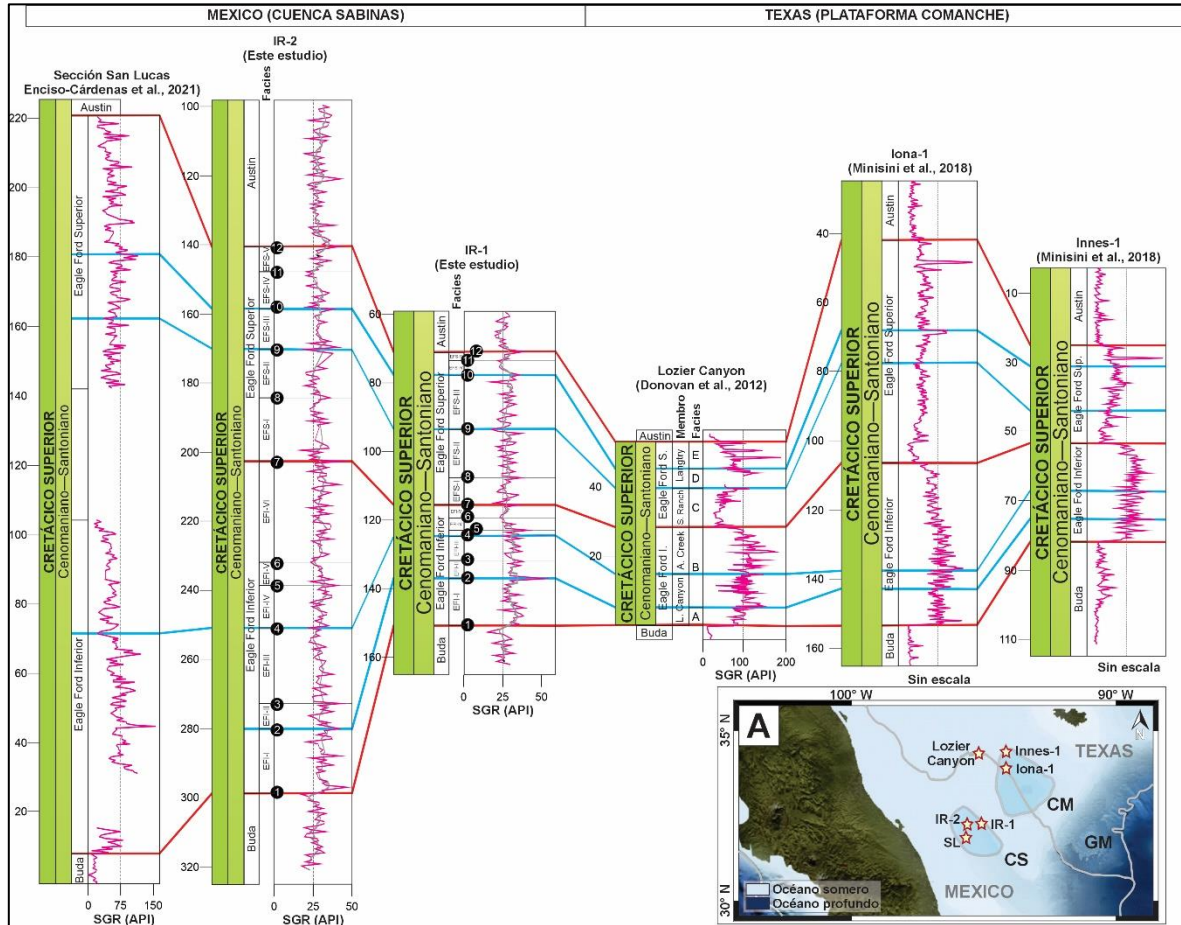


Figura 6.1. Correlación regional de la curva de rayos gamma total (SGR) entre los núcleos IR-1 e IR-2 y otros lugares de la Cuenca de Sabinas (Sección San Lucas) y la Plataforma Comanche en Texas (sección Lozier Canyon, núcleos Iona-1 e Innes-1). (A) Mapa paleogeográfico del NE de México y el SW de Estados Unidos que muestra la posición de las secciones y núcleos correlacionados aquí (Modificado de CPG). CS: Cuenca de Sabinas. CM: Cuenca Maverick. GM: Golfo de México.

El cambio litológico abrupto de un intervalo dominado por mudstone negro laminado rico en materia orgánica (litofacies M1) a uno dominado por una caliza clara con bioturbación moderada (litofacies L3) claramente indica el límite entre las formaciones Eagle Ford Inferior y Superior dentro de los núcleos analizados. Este cambio litológico es identificado regionalmente en otros núcleos y afloramientos del sur de Texas (Donovan et al., 2012), y suele estar acompañado de un descenso drástico en los valores de SGR. En los núcleos IR-1 e IR-2 este descenso es identificable, aunque no de una manera tan significativa como se reporta en Texas (Figura 6.1). Este comportamiento está acompañado por el incremento en el contenido de carbonato y la disminución marcada en el contenido de TOC, cuyos valores ya habían empezado a mostrar un descenso paulatino (Figuras 5.24, 5.31). El límite entre las subunidades EFS-II y EFS-III está marcado por un descenso en los valores SGR, seguido por un incremento paulatino. Este límite también indica el contacto entre los miembros Scott Ranch y Langtry (Facies C y D/E respectivamente) identificados en la sección Lozier Canyon (Donovan et al., 2012). En Texas, dicho contacto también es definido por un aumento en el contenido de carbonato, lo cual también ocurre en la Cuenca de Sabinas, principalmente en el núcleo IR-2 (Figura 6.1). El contacto entre las subunidades EFS-III y EFS-IV está definido por una caída



en los valores de SGR que es equivalente a la caída que ocurre entre las facies D y E dentro del miembro Langtry en la sección del Lozier Canyon. Este cambio está acompañado por un incremento del contenido de carbonato que también ocurre en ambos núcleos. Por último, en el contacto transicional entre las formaciones Eagle Ford superior y Austin ocurre un cambio hacia valores más bajos de SGR, lo cual es una característica típica dentro de la Plataforma Comanche (Figura 6.1).

En resumen, las subunidades petrofísicas reconocidas en las formaciones Eagle Ford inferior y superior contenidas en los núcleos IR-1 e IR-2 permiten la correlación de los sedimentos estudiados y demuestran que se mantiene una continuidad lateral de las formaciones del Grupo Eagle Ford desde el sur de Texas hasta el noreste de México. Para la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas el miembro Lozier Canyon está compuesto por las subunidades EFI-I a EFI-III, el miembro Antonio Creek contiene las subunidades EFI-IV a EFI-VI, el miembro Scott Ranch está constituido por las subunidades EFS-I y EFS-II, y el miembro Langtry comprende las subunidades EFS-III a EFS-V (Figura 6.1).

6.2. SITIO DE DEPÓSITO

6.2.1. Formación Buda

La parte superior de la Formación Buda está representada por la litofacies LB (caliza clara altamente bioturbada) y la microfacies tipo MF1. Las observaciones macroscópicas y microscópicas indican que esta caliza de color gris (N5) a gris claro (N7) presenta galerías en distintas orientaciones, estilolitos, nódulos de carbonatos, y escasas láminas de pirita. Aunado a esto, en el núcleo IR-2 se tiene evidencia de icnofósiles tipo *Zoophycos* (Figuras 5.13 y 5.14).

La microfacies MF1 (packstone/wackestone de calciesferas, roveacrínidos, foraminíferos planctónicos y bentónicos, y radiolarios) fue depositada en la plataforma profunda que está caracterizada por estar fuera de la influencia de mareas (Figura 6.2). Esta interpretación también está sustentada por la presencia del icnofósil *Zoophycos*, el cual está asociado generalmente a ambientes de plataforma externa que están por debajo de la línea base de tormentas y presentan condiciones de baja energía (Seilacher, 1967; MacEachern et al., 2007; Buatois & Mangano, 2011; Loucks et al., 2020). Además, algunos autores han interpretado de esta misma manera la existencia del icnofósil *Zoophycos* en ciertos lugares del Mar Interior Occidental del Cretácico (p. ej. Alberta–Canadá, Nuevo México–USA) (MacEachern & Gingras, 2007; Lin & Bhattacharya, 2020). Por otra parte, este icnofósil está asociado a condiciones moderadamente empobrecidas en oxígeno, pero los sedimentos asociados a él pueden estar completamente bioturbados (Boggs, 2012), tal y como ocurre en los núcleos estudiados (Figura 6.2). El alto grado de bioturbación (BI=4–5) de la MF1 indica la actividad de organismos bentónicos gracias a condiciones oxigenadas en la interfase sedimento-agua.

A pesar de que algunos autores han establecido que la Formación Buda fue depositada en un ambiente marino somero o lagunar por encima de la línea base de tormentas (Reaser & Robinson, 2003; Zhang et al., 2017; Ak, 2015; Minisini et al., 2018), otros establecen que el techo de esta unidad fue depositado en condiciones de plataforma externa por debajo de la línea base de tormentas (Lucas et al., 2010; Loucks, 2018), tal y como se plantea para la parte superior de esta unidad en la Cuenca de Sabinas (Figura 6.2).

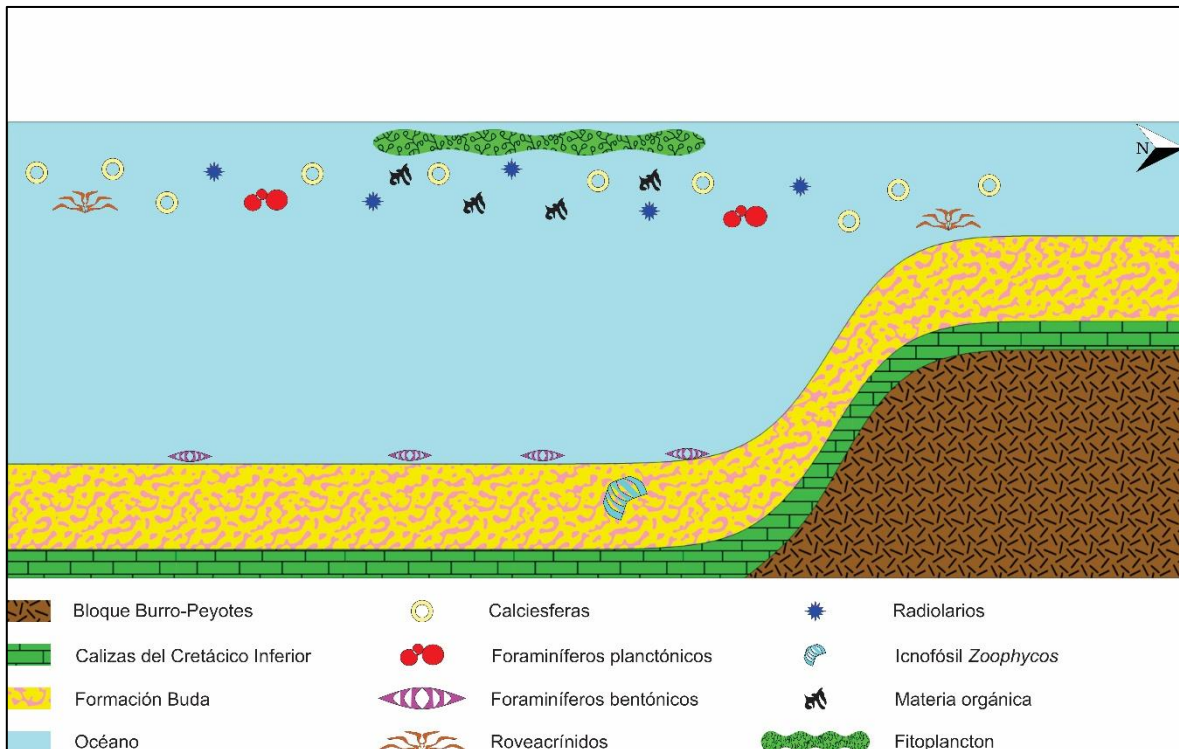


Figura 6.2. Ambiente de deposición de la Formación Buda.

6.2.2. Formación Eagle Ford inferior

Los miembros inferior (Lozier Canyon) y superior (Antonio Creek) de la formación Eagle Ford inferior están representados mayoritariamente por las litofacies M1 (mudstone negro a gris oscuro laminado) L2 (caliza negra a gris oscuro con laminación ondulada y cruzada), B (bentonita oliva pálido) y M/L (mudstone/caliza con inocerámidos imbricados). En la parte más inferior del miembro Lozier Canyon en el núcleo IR-1 ocurre la presencia de la microfacies tipo MF2 (packstone/grainstone de pellets, peces, foraminíferos planctónicos y radiolarios).

La microfacies tipo MF3 (wackestone de foraminíferos planctónicos y filamentos), representativa la formación Eagle Ford inferior, fue depositada en un ambiente que variaba desde pie de talud hasta cuenca profunda. Este cinturón está por debajo de la zona eufótica y de la línea base de afectación por mareas y olas, y generalmente está asociado a condiciones anóxicas, alto contenido de materia orgánica y nula bioturbación. En la parte más inferior de esta unidad en el núcleo IR-1 ocurre la presencia de la microfacies tipo MF2 cuyos granos son una mezcla de detritos y sedimentos retrabajados. Esta fue depositada en el cinturón de facies de plataforma profunda donde ocurren condiciones marinas normales (salinidad normal, aguas oxigenadas con buena circulación), así como la acumulación de calizas fosilíferas donde el depósito de flujos de detritos es común. Aunado a esto, la presencia de superficies erosivas indica la acción de corrientes de fondo o corrientes asociadas a flujos de detritos que causaron la depositación de esta microfacies (Figura 6.3).

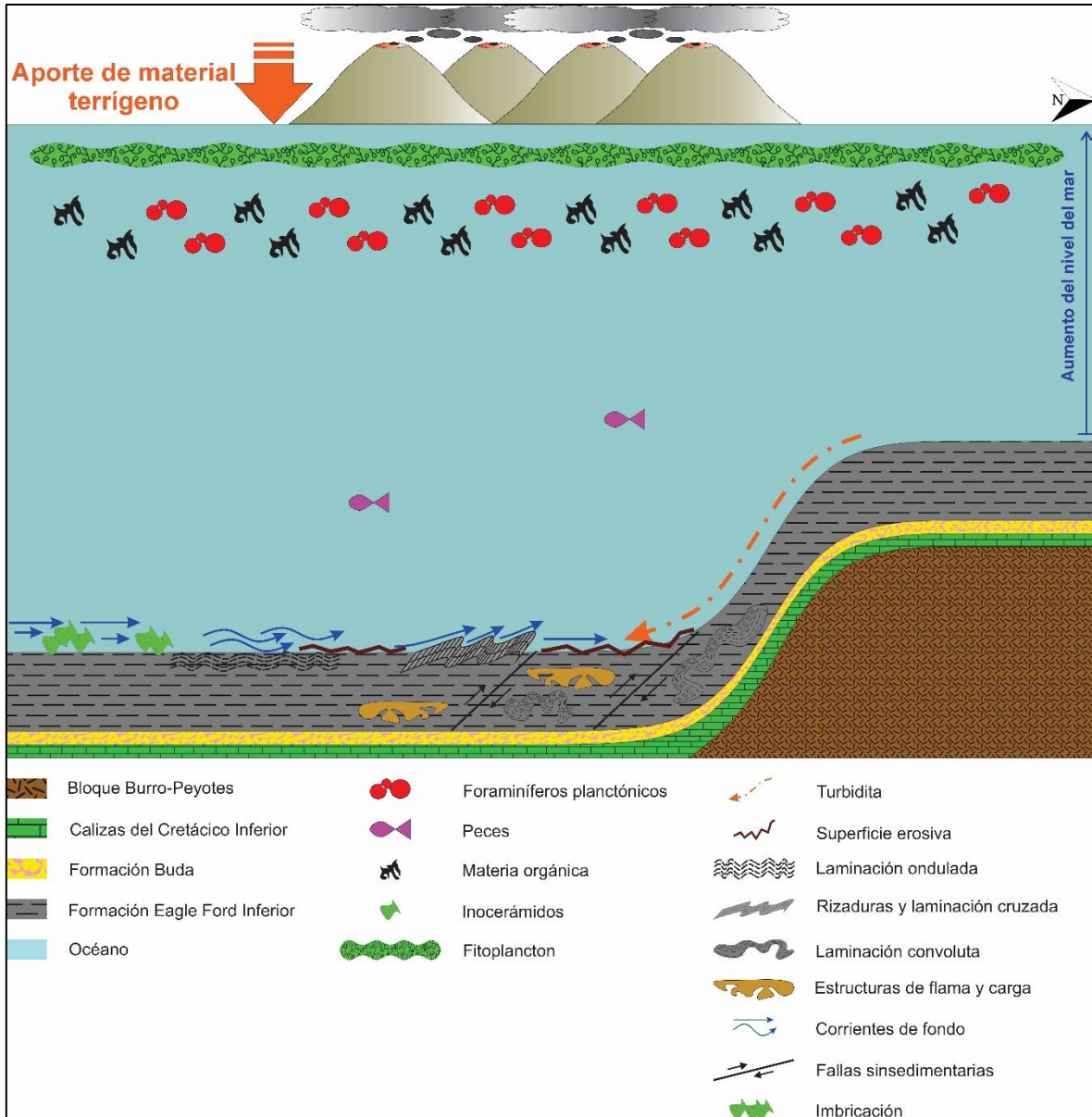


Figura 6.3. Ambiente de deposición de la Formación Eagle Ford Inferior.

6.2.3. Formación Eagle Ford superior

La formación Eagle Ford superior está representada por la litofacies L3 (caliza gris clara con galerías) y la microfacies tipo MF4 (wackestone/packstone de foraminíferos planctónicos, bivalvos, braquiópodos, foraminíferos bentónicos y ostrácodos). También contiene las litofacies M1, M2, L2, B y L1. Aunque ambos miembros de esta unidad (Scott Ranch y Langtry) están representados por la litofacies L3, esta es mucho más dominante en el miembro Langtry. El miembro Scott Ranch posee una mayor presencia de las litofacies L2 y B; sin embargo, el miembro Langtry posee mayor cantidad de niveles de la litofacies M/L, los cuales son más gruesos que aquellos observados en la Formación Eagle Ford Inferior.

La microfacies MF4 domina gran parte del miembro superior de la Formación Eagle Ford, y fue depositada en un ambiente de plataforma profunda (Figura 6.4). En este sitio ocurren condiciones

marinas normales, los sedimentos están bioturbados y la biota dominante corresponde a foraminíferos planctónicos y conchas de otros organismos como braquiópodos (Figura 6.4).

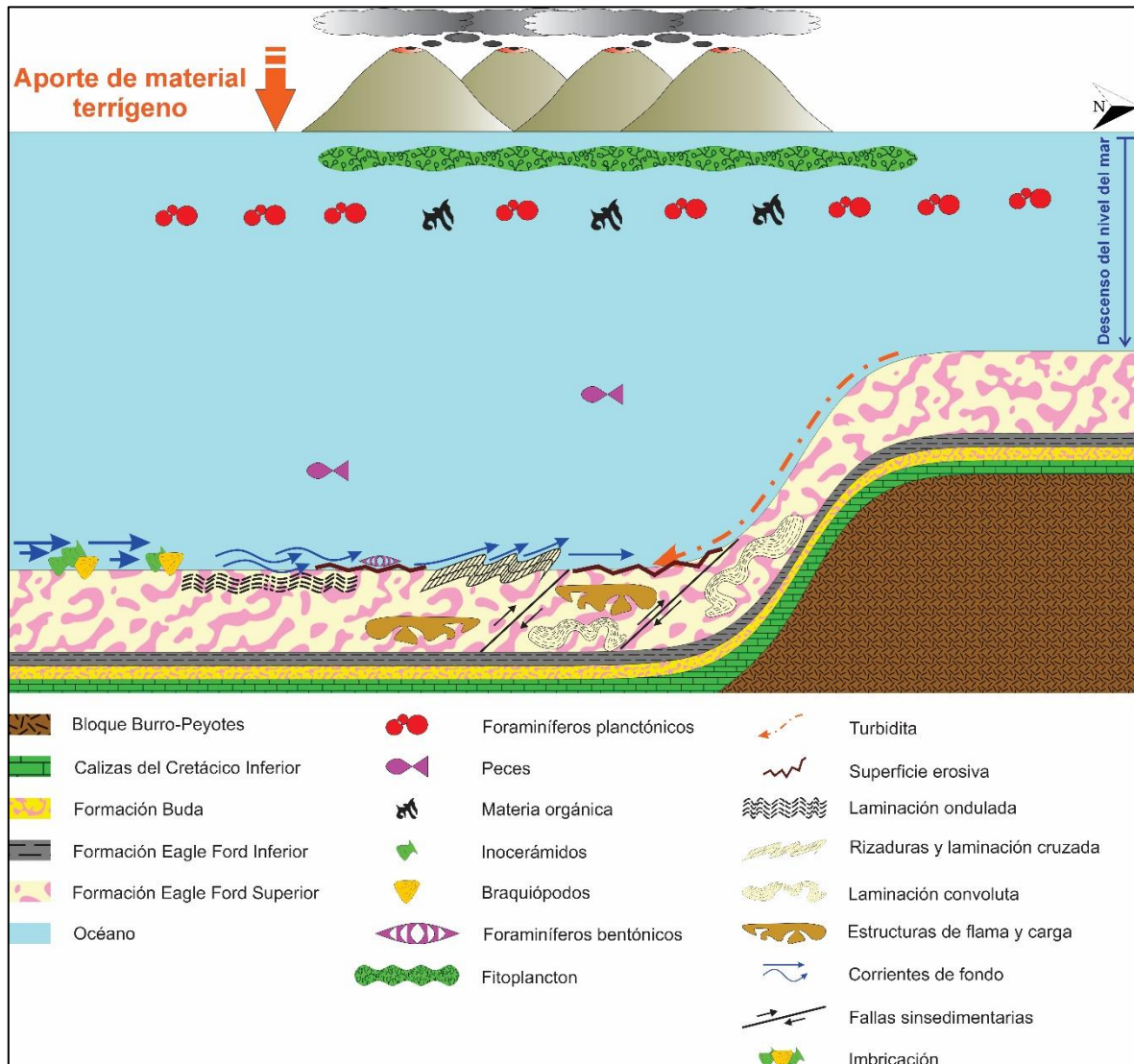


Figura 6.4. Ambiente de deposición de la Formación Eagle Ford Superior.

Aunada a las características lito y microfaciales que han sido interpretadas con anterioridad, existen a lo largo de toda la Formación Eagle Ford algunas estructuras sedimentarias que permiten interpretar algunos procesos que estuvieron involucrados en la deposición de esta unidad, así como redefinir parcialmente el lugar de deposición de la misma. Estas estructuras son:

- **Laminación plano paralela:** esta estructura está asociada a la litofacies M1 y a la formación Eagle Ford Inferior. Se relaciona a variaciones en el tamaño de grano, el contenido de arcillas y el material orgánico, la composición mineral o el contenido de microfósiles. Esta laminación puede ser formada por el asentamiento de partículas finas en suspensión, la tracción de sedimentos en agua bajo ciertas condiciones, o el transporte eólico (Boggs, 2006). Además, la formación de este tipo de laminación puede estar asociada a flujos de arcillas siliciclásticas (Frébourg et al., 2016). En la Formación Eagle Ford en Texas, algunos estudios revelan que la



génesis de esta estructura sedimentaria indica una depositación de sedimentos finos dominada por la lluvia pelágica en ambientes con una baja intensidad de corrientes (McAllister et al., 2015; Frébourg et al., 2016; Minisini et al., 2018; Lehrmann et al., 2019), y, debido a la escasa o nula bioturbación que muestran los sedimentos tanto en Texas como en la Cuenca de Sabinas, es posible inferir la existencia de condiciones anóxicas donde la actividad orgánica es mínima (Boggs, 2006; Minisini et al., 2018).

- **Laminación ondulada:** esta estructura está asociada a las litofacies L2 y M2, y puede ser identificada a lo largo de toda la Formación Eagle Ford. Es una estructura caracterizada por capas paralelas que presentan ondulaciones que forman montículos y depresiones a lo largo del patrón de laminación. La génesis de este tipo de laminación se debe a variaciones en las corrientes o en el suplemento de sedimentos debido a cambios en la fuerza y el poder de la corriente y las olas. En los ambientes con influencia de mareas regularmente ocurren cambios de energía en diferentes partes del ciclo mareal, lo cual permite que sedimentos gruesos sean transportados y depositados en alguna etapa y sedimentos finos sufran decantación en otra etapa. Esto permite la alternancia de capas diferenciadas por el tamaño de grano que las componen (Nichols, 2009). Este tipo de laminación ha sido descrita para la Formación Eagle Ford en Texas (Wehner et al., 2015; Minisini et al., 2018), y se establece que es producto de la combinación de capas formadas por la acción de corrientes de fondo y capas con abundantes foraminíferos y radiolarios originadas por aguas marinas superficiales altamente productivas (Minisini et al., 2018).
- **Superficies erosivas:** estas estructuras están asociadas a la litofacies M2 principalmente, aunque pueden ser observadas en la litofacies L1. Además, se presentan a lo largo de toda la Formación Eagle Ford, aunque su ocurrencia es mayor en el miembro Antonio Creek. Generalmente se localizan a la base de láminas claras compuestas por una acumulación anómala de foraminíferos planctónicos cementados por esparita. Las superficies erosivas en mudstones negros sugieren la presencia de corrientes de fondo (Schieber, 2003). Estas estructuras también pueden estar relacionadas al retrabajo del sedimento por la acción de corrientes de contorno o de tormentas con bases erosivas bien definidas o por la acción de flujos de sedimentos, tal y como se ha reportado en Texas para la Formación Eagle Ford (Workman & Grammer, 2013; Minisini et al., 2018). En la Cuenca de Sabinas, la presencia de las superficies erosivas está relacionada principalmente a la acción de turbiditas y al retrabajo de sedimentos debido a la presencia de corrientes de fondo.
- **Rizaduras y laminación cruzada:** estas estructuras están relacionadas principalmente a la formación Eagle Ford inferior, siendo más abundantes en el miembro Lozier Canyon. Ambas estructuras sedimentarias están relacionadas ya que la laminación cruzada es el patrón de laminación interna desarrollado en los sedimentos debido a la migración de las rizaduras. Aunque están asociadas principalmente a arenas, estas estructuras también son observadas en limos y arcillas. En este trabajo no fue posible determinar la geometría de las rizaduras; sin embargo, la existencia de otras estructuras sedimentarias como las superficies erosivas permiten inferir que las rizaduras están asociadas a corrientes de fondo (Collinson et al., 2006). Al igual que como se observa en los núcleos estudiados, algunos autores han reportado la presencia de rizaduras en la Formación Eagle Ford. Por ejemplo, Loucks (2018) identifica rizaduras bidireccionales asociadas a corrientes de fondo en aguas profundas o corrientes de contorno que retrabajaron sedimentos asociados a depósitos de turbiditas. Minisini et al. (2018)



reportan en los núcleos Iona-1 e Innes-1 la presencia de laminación cruzada asociada a flujos unidireccionales y rizaduras formadas por corrientes de fondo bidireccionales débiles.

- **Estructuras de flama y de carga:** estas estructuras han sido identificadas en la parte inferior (miembro Lozier Canyon) de los núcleos estudiados. Generalmente son encontradas en conjunto en las superficies inferiores de capas de arenisca intercaladas con lodos. Su origen es atribuido a carga diferencial relacionada con la fuerza de gravedad que actúa sobre capas de sedimentos inestables con alta porosidad, baja compactación, y densidades diferentes. Las estructuras mencionadas son generadas cuando una capa de sedimentos gruesos es depositada sobre una capa de sedimentos más finos. La primera capa posee mayor densidad y se hunde dentro de la segunda capa debido a la diferencia de densidad. Esto da lugar a la generación de pilares, similares a flamas, acompañados por concavidades. Este proceso puede ocurrir por licuefacción, fluidización o flujo plástico (Sanders, 1960; Mills, 1983; Owen, 2003; Collinson et al., 2006). Aunque existen pocos reportes de la existencia de este tipo de estructuras en la Formación Eagle Ford, Wehner et al. (2015) indicaron la presencia de este tipo de deformación sinsedimentaria en el miembro Lozier Canyon de la Formación Eagle Ford en el occidente de Texas. En los núcleos estudiados, este tipo de estructura sedimentaria está presente en los niveles más inferiores de la Formación Eagle Ford, aunque está constituida por sedimentos de tamaño muy fino (limos y arcillas). Su génesis en la Cuenca de Sabinas puede ser atribuida a la fluidización de flujos turbidíticos asociados al talud de la cuenca.
- **Fallamiento sinsedimentario:** esta estructura es observada con mayor regularidad en la formación Eagle Ford inferior. Este tipo de fallas puede ser generado por acción de la gravedad o por actividad tectónica cuando ocurre movimiento y desplazamiento de sedimentos poco consolidados (lodos, arenas lodosas, calizas) que son depositados rápidamente en ambientes donde ocurre una alta tasa de sedimentación o que tienen pendientes muy empinadas que generan inestabilidad (p. ej. turbiditas, plataformas continentales) (Childs et al., 2003; Boggs, 2006). Childs et al. (2003) definen que en la región del Golfo de México es más común encontrar fallas relacionadas a la acción de la gravedad. Sin embargo, algunos autores que han realizado estudios sedimentológicos sobre la Formación Eagle Ford en Texas indican que la génesis de algunas estructuras sedimentarias estuvo relacionada con la actividad tectónica de la zona, principalmente asociada a la apertura del Golfo de México y la creación de varias cuencas tipo rift (Donovan, 2010; Donovan et al., 2013, 2015). Para el caso del noreste de México, el fallamiento sinsedimentario puede ser interpretado como el posible resultado de la acción de flujos turbidíticos que pudieron haber sido detonados por la actividad tectónica asociada a la apertura del Golfo de México.
- **Laminación convoluta:** esta estructura fue identificada generalmente en la formación Eagle Ford inferior, y está asociada a estructuras de escape de sedimentos y de agua ya que involucra deformación plástica de sedimentos parcialmente licuefactados. Este tipo de laminación está compuesta por sedimentos de grano fino que sufren distorsión en su laminación primaria. La distorsión del sedimento ocurre cuando los sedimentos licuefactados se hunden sobre sí mismos debido al escape de agua de poro, flujos turbidíticos, flotabilidad, o cizalla por depositación en una pendiente (Allen, 1985; Collinson et al., 2006; Tinterri et al., 2016; Gladstone et al., 2018). Este proceso generalmente es detonado por la fuerza de gravedad, eventos tectónicos o el impacto de flujos u olas; y, aunque ocurre en un amplio rango de ambientes, se asocia principalmente a ambientes marinos de talud relacionados a turbiditas (Allen, 1985; Collinson et al., 2006; Tinterri et al., 2016). En Texas, algunos autores han



reportado la existencia de laminación convoluta en la Formación Eagle Ford, como resultado de la ocurrencia de tormentas, eventos sísmicos o tsunamis. Además, esta estructura es descrita principalmente en los miembros Lozier Canyon y Antonio Creek (Formación Eagle Ford Inferior), con escasos reportes en la Formación Eagle Ford Superior (Wehner et al., 2015; Minisini et al., 2018). Según lo anterior, es posible establecer que en la Cuenca de Sabinas la laminación convoluta fue generada por la acción de turbiditas que pudieron ser causadas por eventos sísmicos o tormentas.

- **Imbricación:** esta estructura está asociada a la ocurrencia de la litofacies M/L la cual está presente a lo largo de toda la Formación Eagle Ford en la Cuenca Sabina, aunque con una mayor presencia en la parte superior de esta unidad. La imbricación es formada cuando clastos alargados son orientados por la acción de flujos fuertes y reacomodados en una posición estable con el eje más largo buzando en dirección contraria a la corriente (Nichols, 2009). Para la Formación Eagle Ford en Texas existen reportes de imbricación asociada a cantos rodados y superficies erosivas que están relacionadas a turbiditas (Minisini et al., 2018). Sin embargo, en la Cuenca de Sabinas la imbricación está relacionada con la acción de corrientes de fondo con mayor probabilidad.

Según lo anterior, la formación Eagle Ford inferior en la Cuenca de Sabinas fue depositada en un ambiente marino profundo que comprendió ambientes de pie de talud, plataforma profunda y cuenca profunda (Figura 6.3). Por otra parte, la formación Eagle Ford superior fue depositada en un ambiente de plataforma profunda y de pie de talud (Figura 6.4). El depósito de los sedimentos de toda la Formación Eagle Ford estuvo afectado por la acción de corrientes de fondo, turbiditas y tectonismo que permitieron la formación de diferentes estructuras sedimentarias (Figuras 6.3, 6.4).

Finalmente, el depósito de la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas también estuvo acompañado por la ocurrencia de capas de bentonita. Estas capas fueron originalmente cenizas volcánicas producidas durante erupciones volcánicas explosivas, asociadas a un evento orogénico en el margen occidental de Norteamérica. Estas erupciones pudieron durar días o semanas (Cadrin et al., 1996), y, de acuerdo con la distribución de las bentonitas en el intervalo estratigráfico estudiado, pudieron ser mucho más intensas durante la depositación del miembro Scott Ranch (parte inferior de la formación Eagle Ford superior).

6.2.3. Formación Austin

El intervalo estratigráfico de estudio comprende la parte más inferior de la Formación Austin. Las características sedimentológicas de esta formación son muy similares a las que se hallaron en la formación Eagle Ford superior, es decir que está dominada por la microfacies MF4 y la litofacies L3, con algunas ocurrencias de las litofacies L1, L2, M1, M2, M/L y B. Además, en los sedimentos correspondientes a esta formación se encontraron dos estructuras sedimentarias: superficies erosivas y laminación ondulada. Según lo anterior, es posible afirmar que la parte inferior de la Formación Austin en la Cuenca de Sabinas fue depositada en un ambiente de plataforma profunda, y sus sedimentos se vieron afectados por la presencia de corrientes de fondo y de contorno, tormentas o flujos de sedimentos, y la ocurrencia de erupciones volcánicas que dieron lugar a la depositación de capas de bentonita (Figura 6.4).



6.3. EDAD DE DEPÓSITO

Según los análisis de fechamiento por U/Pb de los granos de zircón recolectados de la primera bentonita en cada uno de los núcleos analizados (Epígrafe 5.8), la Formación Eagle Ford comenzó su depósito entre 96.6 ± 0.8 y 96.9 ± 0.7 Ma. Esta edad está dentro del rango establecido para el Cenomaniano ($93.9\text{--}100.5$ Ma) (Cohen et al., 2013). De hecho, considerando la división tripartita de Jarvis et al. (2006), se puede inferir que la depositación de la primera bentonita en los núcleos estudiados ocurrió durante el Cenomaniano temprano. Por otra parte, la aparición de la primera bentonita en cada núcleo coincide con una excursión isotópica de carbono (CIE) positiva que estaría relacionada con la ocurrencia del Evento del Cenomaniano Medio (MCE) que tiene una edad aproximada de 96 Ma (Keller & Pardo, 2003; Eldrett et al., 2015; Scaife et al., 2017; Joo et al., 2020).

Según el estudio realizado por Gutiérrez-Puente (2024), el intervalo estratigráfico estudiado del núcleo IR-2 incluye las biozonas de foraminíferos planctónicos *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Helvetoglobotruncana helvética*, *Marginotruncana schneegansi*, *Dicarinella concavata*, y *Dicarinella asymetrica*; es decir, que cubre desde el Cenomaniano superior hasta el Santoniano. Esto coincide con la identificación de las biozonas de nanofósiles calcáreos CC12 y CC14 (Figura 6.5). Estas biozonas también pueden ser asociadas con las subunidades petrofísicas propuestas en el epígrafe 5.2 (Tabla 6.1).

Tabla 6.1. Asociación entre las biozonas de foraminíferos planctónicos establecidas para el núcleo IR-2 y las subunidades petrofísicas determinadas mediante espectrometría de rayos gamma para ambos núcleos.

BIOZONAS DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS	SUBUNIDADES PETROFÍSICAS
<i>Rotalipora cushmani</i>	Parte más superior de la Formación Buda EFI-I EFI-II EFI-III
<i>Whiteinella archaeocretacea</i>	Parte más superior de EFI-III EFI-IV EFI-V Parte más inferior de EFI-VI
<i>Helvetoglobotruncana helvética</i>	EFI-VI Parte inferior de EFS-I
<i>Marginotruncana schneegansi</i>	Parte media y superior de EFS-I Parte inferior y media de EFS-II
<i>Dicarinella concavata</i>	Parte superior de EFS-II EFS-III EFS-IV EFS-V Parte más inferior de la Formación Austin
<i>Dicarinella asymetrica</i>	Formación Austin

La extrapolación al núcleo IR-1 de la relación entre las unidades bioestratigráficas y petrofísicas permite establecer que este abarca desde el Cenomaniano superior hasta el Coniaciano superior. Esto concuerda con la identificación de las biozonas CC9-CC10, CC11 y CC12 del Cenomaniano-Turoniano en la mitad inferior del registro estudiado del núcleo IR-1 (Burnett, 1998; Eldrett et al., 2015). La biozona CC9-CC10 está definida principalmente por la ocurrencia de la especie de nanoplancton calcáreo *C. cf. C. kennedyi* que define una edad Cenomaniano. También se tiene la presencia de otros taxones menores como *R. aff. R. asper* que soportan la interpretación de la edad propuesta. La existencia de *R. cf. R. asper* indica una edad Cenomaniano tardío. La biozona CC11 está basada en la ocurrencia de *Q. gartneri* cuya aparición define una edad Turoniano temprano. La

biozona CC12 está definida por la ocurrencia de *E. eximius* que indica una edad Turoniano medio (Burnett, 1998; Eldrett et al., 2015). No fue posible establecer el cierre de la biozona CC12 debido a la falta de un indicador que permitiera definir la existencia de una biozona por encima de esta (Figura 6.5).

En el núcleo IR-1, el límite Cenomaniano–Turoniano fue establecido por la ocurrencia de un nivel de filamentos que coincide con el límite entre las biozonas de nanofósiles calcáreos CC10 y CC11. En ausencia del amonite *Watinoceras devonense*, este evento puede ser usado como un marcador entre estos dos pisos (Caron et al., 2006; Denne et al., 2014; Lowery & Leckie, 2017; Alnahwi et al., 2018). Este mismo evento, identificado por Gutiérrez-Puente (2024), fue usado para establecer este mismo límite en el núcleo IR-2 (Figura 6.5).

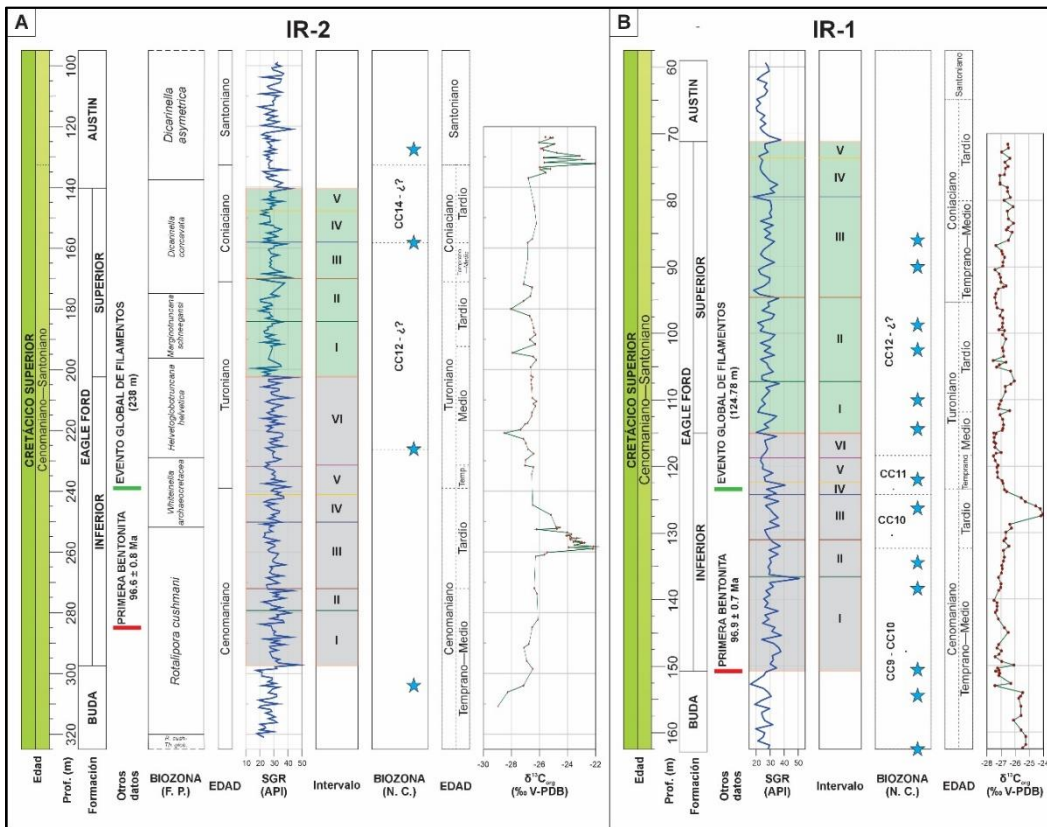


Figura 6.5. Edad definida para el intervalo estratigráfico de estudio en los núcleos IR-2 (A) e IR-1 (B). Las estrellas azules indican la posición de las muestras utilizadas para la biozonificación de nanofósiles calcáreos. F.P.: foraminíferos planctónicos. N.C.: nanofósiles calcáreos.

Por último, las subdivisiones temprano, medio y tardío para los pisos Cenomaniano, Turoniano y Coniaciano fueron establecidas según la correlación de edad dada por la biozonificación de foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos. Además, estas subdivisiones coinciden con CIE positivas que han sido reportadas en todo el hemisferio norte, principalmente en Europa. Por ejemplo, en el núcleo IR-1 la CIE que ocurre entre los niveles 120 y 117.5 m corresponde al Evento del Turoniano temprano–medio, y la que es observada entre los niveles 105 y 95 m corresponde al Evento del Turoniano tardío–Coniaciano. Así mismo, el límite Turoniano–Coniaciano fue determinado a partir del establecimiento de las biozonas de foraminíferos planctónicos para el núcleo IR-2 (Gutiérrez-Puente, 2024) y de la definición de los eventos *Navigation* y *Beeding* a partir de la curva de $\delta^{13}\text{C}$ (ver epígrafe 6.4).



6.4. IDENTIFICACIÓN DE LOS EVENTOS DE CAMBIO GLOBAL ACELERADO DEL CENOMANIANO – SANTONIANO

La curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ del intervalo estudiado en los núcleos IR-1 e IR-2 presenta 13 anomalías significativas. La mayoría de estas son más notorias en la curva del núcleo IR-1 debido a que en este núcleo fue implementado un muestreo de mayor resolución. A continuación, se relaciona cada una de ellas con los eventos de cambio global acelerado del Cenomaniano–Santoniano.

6.4.1. Evento del Cenomaniano Inferior

El primer cambio notorio en la curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ocurre dentro del intervalo 153.04–148.69 m del núcleo IR-1 (parte media de las biozonas *Rotalipora cushmani* y CC9–CC10; parte media de la subunidad petrofísica EFI-I) y corresponde a una excursión isotópica de carbono (CIE) positiva que posee dos picos. El primero de estos picos ocurre en el nivel 152.7 m y alcanza un valor de -26.29‰ (amplitud = 1.16‰). Después de decaer hasta un valor de -27.26‰ en el nivel 150.39 m, se presenta el segundo pico en el nivel 149.4 m que alcanza un valor de -26.07‰ (amplitud = 1.19‰). En el núcleo IR-2 esta CIE no es tan clara, pero es posible identificar un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ en el nivel 298.53 m, alcanzando un valor máximo de -26.5‰ (amplitud = 0.65‰). Debido al comportamiento y amplitud que muestra esta CIE, en conjunto con la posición bioestratigráfica que ocupa y su similitud con lo reportado en Texas (Eldrett et al., 2017), se concluye que corresponde al Evento del Cenomaniano Inferior (LCE) (Figuras 6.6 y 6.7).

El LCE fue definido en Europa como la ocurrencia de tres picos significativos en la curva de $\delta^{13}\text{C}$ durante el Cenomaniano temprano que presentan amplitudes entre 0.2 y 0.5‰ (Mitchell et al., 1996; Jarvis et al., 2006). Estos picos ocurren después de que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ decaen abruptamente, luego de un lapso donde habían sido relativamente constantes (Mitchell et al., 1996). En el núcleo IR-1 el LCE corresponde a la primera CIE identificada, la cual coincide con el límite entre las formaciones Buda e Eagle Ford, y donde también son observados valores muy altos en el factor de enriquecimiento de algunos metales traza (U, Zn, V, Mo). Además, justo después de la ocurrencia de esta CIE son identificados los valores más altos de TOC de todo el intervalo estratigráfico estudiado (Figura 6.6). Este comportamiento también ha sido reportado en algunos núcleos de Texas como el Iona-1 (Eldrett et al., 2015; 2017; Scaife et al., 2017).

6.4.2. Evento del Cenomaniano Medio

En el núcleo IR-1 es posible identificar una CIE positiva entre los niveles 147.37 y 142 m (parte media de las biozonas *Rotalipora cushmani* y CC9–CC10; parte media de la subunidad petrofísica EFI-I), que alcanza un valor máximo de -26.5‰ en el nivel 145.01 m (amplitud = 0.94‰). Este intervalo también comprende valores altos de TOC y de metales traza como el U y el V, y previo a él ocurren los niveles más altos de TOC de todo el intervalo de estudio. Estas características permiten inferir que esta CIE corresponde al Evento del Cenomaniano Medio (MCE) (Figura 6.6).

El MCE fue definido en la Cuenca Umbria-Marche dentro de la parte media de la biozona de *Rotalipora chushmani* y presenta una CIE positiva con una amplitud de 0.7‰ , que globalmente puede alcanzar alrededor de 1‰ (Coccioni & Galeotti, 2001; Coccioni & Galeotti, 2003; Scaife et al., 2017). Al igual que como ocurre en la Cuenca Umbria-Marche, en el núcleo IR-1 el MCE coincide con un cambio litológico hacia sedimentos más oscuros (calizas claras recristalizadas a lutitas negras de



la Formación Eagle Ford), además también ocurre un declive en la abundancia de foraminíferos bentónicos (Coccioni et al., 1995; Coccioni & Galeotti, 2003).

Por otra parte, al igual que como ocurre en la Cuenca de Sabinas, en el Mar Interior Occidental del Cretácico (KWIS) y el Atlántico Ecuatorial ha sido observado un incremento en los valores de TOC justo antes de la ocurrencia del MCE, lo cual está asociado a un enterramiento global acelerado de materia orgánica que provocó una CIE positiva durante la ocurrencia de este evento (Scaife et al., 2017). En el núcleo Iona-1, el MCE coincide con los valores más altos de TOC de todo el registro estratigráfico (Eldrett et al., 2015a), mientras que en el IR-1 el MCE ocurre justo por encima de la ocurrencia de estos valores, lo cual es un comportamiento muy similar al identificado en el núcleo Innes-1 (Scaife et al. 2017). Por otra parte, los metales traza muestran un comportamiento en su factor de enriquecimiento similar al reportado en el sur de Texas, donde a la base del MCE el EF de U, V y Mo decae, posteriormente aumenta súbitamente, y por último decae abruptamente (Eldrett et al., 2017).

6.4.3. Evento Jukes-Browne

En el núcleo IR-1 es identificada una tercera CIE dentro del intervalo 140.19–136.74 m (parte media de la biozona de *Rotalipora cushmani*, parte superior de la biozona CC9-CC10 y de la subunidad petrofísica EFI-I) que alcanza un valor máximo de -27.01‰ (amplitud = 0.5‰) (Figura 6.6). Esto permite inferir que se trata del Evento Jukes-Browne (JBE), el cual fue identificado en ciertas secciones de Europa y en algunos núcleos del sur de Texas como una pequeña CIE positiva de 0.5 a 1‰ (Jarvis et al., 2006, Scaife et al., 2017), y marca la inflexión en la tendencia de la curva de $\delta^{13}\text{C}$ de valores en aumento a valores estables (Voigt et al., 2008). En el sur de Texas, el JBE coincide con valores anormalmente altos de TOC (Scaife et al., 2017). La presencia del JBE puede ser utilizada como un marcador de la base del Cenomaniano superior (Jarvis et al., 2006, Voigt et al., 2008; Joo & Sageman, 2014; Scaife et al., 2017; Joo et al., 2020).

6.4.4. Evento de la Capa Amphidonte

En el núcleo IR-1 es posible identificar un pico en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ en el nivel 132.03 m (parte media de la biozona *Rotalipora cushmani*; parte inferior de la biozona CC10; parte superior de la subunidad petrofísica EFI-II) que alcanza un valor de -26.44‰ (amplitud=0.4‰). Este pico es notable ya que sobresale de la tendencia general de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ que crecen paulatinamente, justo antes de que se produzca la CIE más pronunciada de todo el intervalo estudiado (Figura 6.6). Además, coincide exactamente con la ocurrencia de una capa de caliza oscura. Dadas estas características, se establece que se trata del Evento de la Capa Amphidonte (ABE), el cual está representado en el norte de Europa por una pequeña pero notoria CIE en la curva de $\delta^{13}\text{C}$ posterior a la ocurrencia del JBE. Aunado a esto, el ABE es registrado en la parte más inferior del Cenomaniano tardío y coincide con la depositación de capas de caliza y margas (Owen, 1996; Jarvis et al., 2006; Voigt et al., 2008; Richardt & Wilmsen, 2012). Algunos estudios realizados en Siria indican que la CIE correspondiente al ABE representa un valor máximo dentro del Cenomaniano tardío (Ghanem & Kuss, 2013).

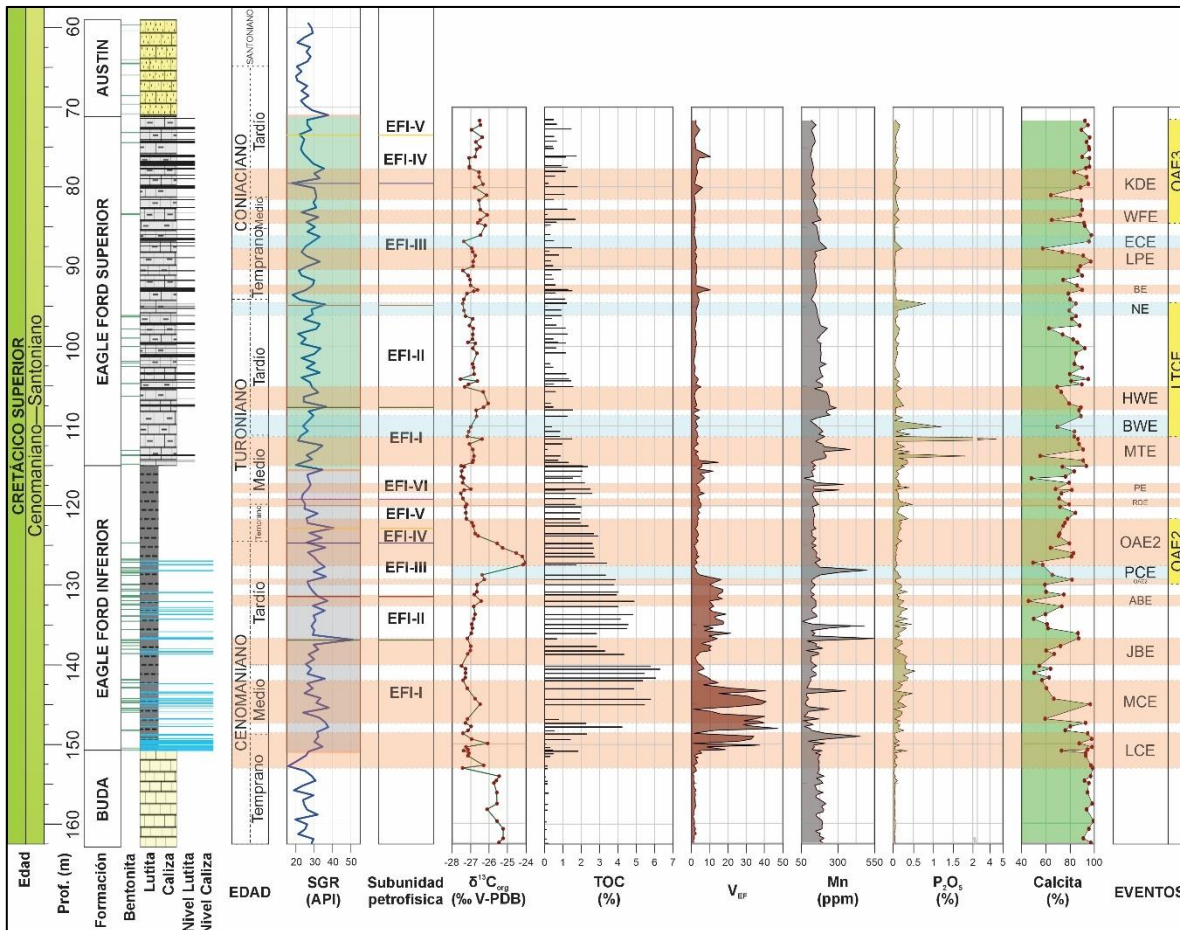


Figura 6.6. Identificación de los principales eventos de cambio global en el núcleo IR-1. Los sombreados azules corresponden a excursiones isotópicas negativas, mientras que los sombreados naranjas representan excursiones isotópicas positivas. LCE: Evento del Cenomaniano Inferior. MCE: Evento del Cenomaniano Medio. JBE: Evento Jukes-Browne. ABE: Evento de la Capa Amphidonte. OAE2: Evento Anóxico Oceánico 2. PCE: Evento Plenus Cold. RDE: Evento Round Down. PE: Evento Pewsey. MTE: Evento del Turoniano medio. BWE: Evento Bridgewick. HWE: Evento Hitch Wood. NE: Evento Navigation. LTCE: Evento del Turoniano tardío–Coniaciano. BE: Evento Beeding. LPE: Evento Light Point. ECE: Evento East Cliff. WFE: Evento White Fall. KDE: Evento Kingsdown. OAE3: Evento Anóxico Oceánico 3.

6.4.5. Evento Anóxico Oceánico 2 y Evento Plenus Cold

En los dos núcleos estudiados en este trabajo es posible reconocer una CIE positiva de gran amplitud isotópica y estratigráfica que abarca la parte superior de las biozonas *Rotalipora cushmani* y CC10, la parte inferior de las biozonas *Whiteinella archaeocretacea* y CC11, y las subunidades petrofísicas EFI-III, EFI-IV y EFI-V. En el núcleo IR-1 esta CIE ocurre dentro del intervalo 129.96–121.69 m, donde alcanza un valor máximo de -24.01‰ en el nivel 127.22 m (amplitud = 2.65‰). En el núcleo IR-2 esta CIE aparece en el intervalo 261.50–244.55 m y alcanza un valor máximo de -22.14‰ en el nivel 258.22 m (amplitud = 4.15‰). La CIE del núcleo IR-2 ha sido definida como el Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE2) (Mesa-Rojas, 2022), razón por la cual se establece que la CIE del núcleo IR-1 corresponde al mismo evento (Figuras 6.6 y 6.7).

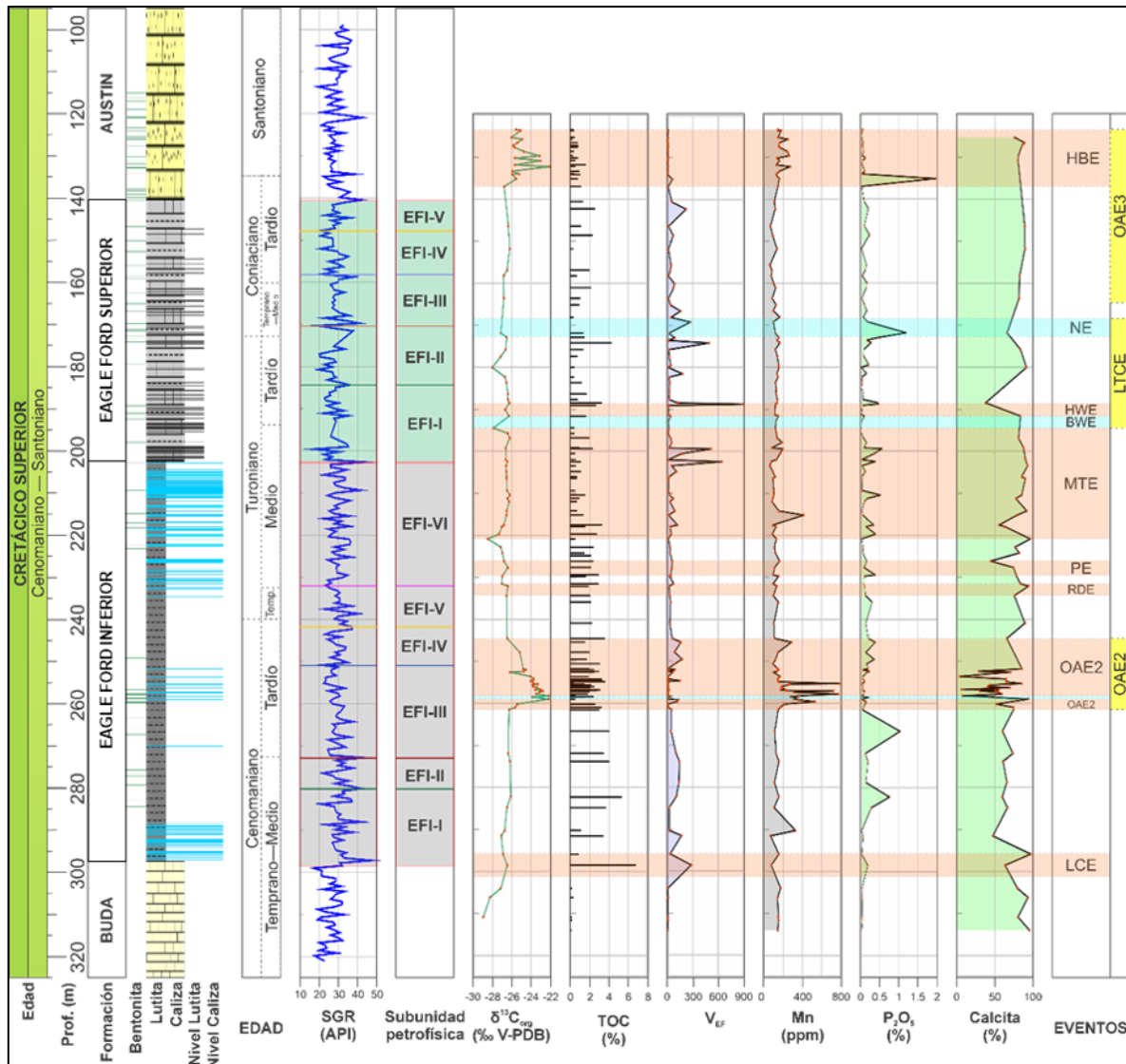


Figura 6.7. Identificación de los principales eventos de cambio global acelerado en el núcleo IR-2. LCE: Evento del Cenomaniano Inferior. Ver el pie de la figura 6.6 para mayores detalles. Los datos utilizados aquí fueron obtenidos por Mesa-Rojas (2022).

El OAE2, o Evento del límite Cenomaniano–Turoniano, es definido en México y Texas como una CIE positiva que tiene una amplitud entre 2 y 4‰ y está ubicada en las biozonas de *Rotalipora cushmani* y *Whiteinella archaeocretacea* (Keller & Pardo, 2004; Eldrett et al., 2015; Colín-Rodríguez, 2023). Este comportamiento es similar al que ha sido reportado en otras regiones del mundo como Inglaterra y África (Caron et al., 2006; Jarvis et al., 2016). Estas características coinciden con el comportamiento observado en los núcleos aquí estudiados.

Por otra parte, en los núcleos IR-1 e IR-2 es posible observar un valor máximo de $\delta^{13}C_{org}$ en el intervalo de ocurrencia del OAE2. Este valor probablemente representa al pico “b” de dicho evento, el cual es reconocido a nivel global como el período de mayor desarrollo del OAE2 (Luciani & Cobianchi, 1999; Gebhardt et al., 2010; Robaszynski et al., 2010). Justo antes del pico “b” existe un pequeño pico de descenso en los valores de $\delta^{13}C_{org}$ (IR-1=0.04‰; IR-2=1.73‰) que va en contra de la tendencia general de aumento. Este pico coincide con la presencia de calizas con laminación



cruzada, bioturbación moderada (BI=2–3), bajas concentraciones de TOC y de bivalvos, y altos valores en la concentración absoluta de Mn. Estas características permiten inferir de manera general que la CIE negativa en mención corresponde al Evento Plenus Cold (PCE, o Zona de Oxígeno Bentónico en el KWIS), el cual ha sido evidenciado principalmente en las cuencas del Atlántico y del Tetis (Jenkyns et al., 2017; Kunht et al., 2017; Sweere et al., 2018; Percival et al., 2020; Falzoni & Petrizzo, 2021). Además, el PCE está caracterizado por un breve descenso en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre los picos “a” y “b” del OAE2, y la incursión de aguas frías ricas en oxígeno en los mares epicontinentales de latitudes medias (O’Connor et al., 2019; Falzoni & Petrizzo, 2021).

6.4.6. Evento Round Down

Posterior a la ocurrencia del OAE2 es posible identificar una CIE muy pequeña en ambos núcleos. Esta CIE ocurre dentro de la parte superior de la subunidad petrofísica EFI-V (parte superior de las biozonas *Whiteinella archaeocretacea* y CC11), muy cerca del límite establecido para el Turoniano temprano-medio. En el núcleo IR-1 esta CIE se encuentra en el nivel 119.87 m donde alcanza un valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de -27.22‰ (amplitud = 0.07‰). Por otra parte, en el núcleo IR-2 dicha CIE ocurre en el nivel 232.08 m, donde llega a un valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de -26.44‰ (amplitud = 0.12‰) y coincide con valores altos de TOC. Según estas características, es posible definir esta CIE como el Evento Round Down (RDE) (Figuras 6.6 y 6.7).

En Europa y Japón, el RDE es definido como una CIE positiva de 0.1‰ (Jarvis et al., 2006; Voigt et al., 2007, Uramoto et al., 2013) y coincide con valores altos de TOC en algunos sitios de Alemania (Voigt et al., 2007). En el KWIS y el Atlántico, el RDE ha sido identificado como una CIE de 1.0‰ en el límite entre las biozonas CC11 y CC12; además en el Demerara Rise este evento coincide con altos valores de TOC (Jones et al., 2018). En el Mar del Norte, la CIE presenta una amplitud de 0.3‰ y coincide con el límite Turoniano temprano-medio (Eldrett & Vieira, 2022). Estas características coinciden con los observado en los núcleos estudiados en este trabajo.

6.4.7. Evento Pewsey

En los núcleos estudiados es posible apreciar un pico notorio de aumento en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ que ocurre entre dos CIEs prominentes (OAE2 y MTE). En el núcleo IR-1 este pico ocurre en el nivel 117.94 m y alcanza un valor de -27.00‰ (amplitud = 0.55‰), mientras que en el núcleo IR-2 ocurre en el nivel 227.66 m, donde exhibe un valor de -26.43‰ (amplitud = 0.62‰) (parte inferior de las biozonas *Helvetoglobotruncana helvética* y CC12, y de la subunidad petrofísica EFI-VI). Debido a su amplitud y posición respecto a las demás CIE observadas en los intervalos estudiados, este pico es definido como el Evento Pewsey (PE) (Figuras 6.6 y 6.7). El PE está representado por una CIE positiva de 0.4‰ que se correlaciona con una capa fosfatizada en el *Chalk Rock* (Gale, 1996; Jarvis et al., 2006; Voigt et al., 2008), además es un marcador que se extiende por gran parte de Europa (Gale, 1996; Jarvis et al., 2006; Voigt et al., 2008). Este evento también ha sido reconocido en el KWIS donde representa un pico máximo de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ con una amplitud de 0.5‰ dentro del Turoniano medio (Joo & Sageman, 2014; Sweere et al., 2020). En los núcleos estudiados, el PE es identificado por ser el primer pico sobresaliente en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ después de la CIE del OAE2, y, particularmente en el núcleo IR-1, está asociado a un pico de aumento súbito en los valores de P_2O_5 . Por otra parte, al igual que como se observa en los núcleos estudiados, globalmente el PE es seguido por un intervalo de valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ (Wendler, 2013). Por último, en la Formación Eagle Ford en Texas algunos autores comparan el PE con el Evento del Turoniano temprano-medio (EMTE) (Eldrett et al., 2017). Sin embargo, el EMTE ocurrió durante el Turoniano temprano y podría ser comparado



con mayor seguridad con el RDE (Navarro-Ramírez et al., 2016), el cual ha sido identificado en el KWIS en la base del Turoniano medio (Joo & Sageman, 2014).

6.4.8. Evento del Turoniano Medio

Posterior al PE, ocurre una CIE positiva muy significativa en los intervalos estratigráficos de estudio de ambos núcleos. En el núcleo IR-1 esta CIE se da entre los niveles 115.03 y 111.31 m y alcanza un valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de -26.39‰ (amplitud = 1.13‰), mientras que en el núcleo IR-2 esa misma CIE ocurre dentro del rango 220.85–194.45 m, donde aumenta hasta un valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de -26.22‰ (amplitud = 2.3‰). Esta CIE está ubicada dentro de la biozona *Helvetoglotruncana helvética*, muy cerca de su límite superior con la biozona *Marginotruncana schneegansi*, y dentro de la subunidad petrofísica EFS-I. Debido a estas características, esta CIE es comparable con el Evento del Turoniano medio (MTE) (Figuras 6.6; 6.7).

Algunos estudios han establecido que el MTE se ubica en o cerca del límite entre las biozonas *Helvetoglotruncana helvética* y *Marginotruncana schneegansi* (Küchler, 1998, Eldrett et al., 2015b). Por otra parte, el MTE ha sido identificado en el KWIS dentro del miembro Langtry de la Formación Eagle Ford Superior (Eldrett et al., 2015b), donde los valores de Mn son los más altos dentro de la Formación Eagle Ford Superior (Alnahwi et al., 2018). Aunque en los núcleos aquí estudiados el MTE está ubicado dentro de la parte inferior de la formación Eagle Ford superior (miembro Scott Ranch), la CIE interpretada como el MTE también coincide con valores altos de Mn.

6.4.9. Evento del Turoniano Tardío–Coniaciano

En la parte inferior del miembro superior de la Formación Eagle Ford ocurre la mayor CIE positiva de esta unidad. Esta CIE en el núcleo IR-1 se desarrolla dentro del intervalo 111.31–94.6 m, donde alcanza un valor máximo de -26.05‰ en el nivel 107.16 m (amplitud=1.52‰). En el núcleo IR-2 dicha CIE ocurre dentro del intervalo 194.45–171.85 m, donde alcanza un valor máximo de -26.28‰ en el nivel 188.45 m (amplitud=1.78‰). Esta CIE está ubicada entre la parte superior de la subunidad petrofísica EFS-I y el techo de la subunidad EFS-II (parte superior del sub-miembro Scott Ranch), y coincide con la biozona *Marginotruncana schneegansi* y la parte más inferior de la biozona *Dicarinella concavata*. La posición estratigráfica de esta CIE coincide con la ubicación establecida para el Evento del Turoniano tardío–Coniaciano (LTCE) (Figuras 6.6 y 6.7).

El LTCE corresponde a un conjunto de 3 eventos isotópicos al final del Turoniano (Voigt & Wiese, 2000; Jarvis et al., 2006; Joo & Sageman, 2014; Jarvis et al., 2015; Colín-Rodríguez et al., 2023). Estos eventos son reconocidos en ambos núcleos de la Cuenca de Sabinas. En el núcleo IR-1 el Evento Bridgewick (BWE) está ubicado en la parte superior de la subunidad petrofísica EFS-I (111.31–108.78 m) y está asociado a una CIE negativa que alcanza un valor mínimo de -27.18‰ (amplitud=0.79‰). El Evento Hitch Wood (HWE) se localiza en la parte inferior de la subunidad petrofísica EFS-II (108.01–105.09 m) y se relaciona con una CIE positiva que alcanza un valor máximo de -26.05‰ (amplitud=0.65‰). El Evento Navigation está posicionado en la parte superior de la subunidad petrofísica EFS-II (96.51–94.60 m) y está acompañado por una CIE negativa que alcanza un valor mínimo de -27.45‰ (amplitud=0.55‰). Por otra parte, en el núcleo IR-2 el BWE se localiza en la parte inferior de la subunidad petrofísica EFS-I (196.85–193.04 m) y de la biozona *Marginotruncana schneegansi*, y se relaciona con una CIE negativa que alcanza un valor mínimo de -27.94‰ (amplitud=1.96‰). El HWE está posicionado en la parte superior de la subunidad petrofísica EFS-I (193.04–187.65 m) y está acompañado por una CIE positiva que alcanza un valor



máximo de -26.28‰ (amplitud= 1.66‰). El NE se localiza en la parte superior de la subunidad petrofísica EFS-II y la parte inferior de la subunidad EFS-III (175.77–171.85 m) y se relaciona con una CIE negativa que alcanza un valor mínimo de -27.15‰ (amplitud= 0.61‰).

Estos eventos fueron definidos en Europa (Jarvis et al., 2006) y algunos autores han establecido su existencia en el KWIS (Eldrett et al., 2015a; Jones et al., 2018; Ma et al., 2019; Colín-Rodríguez et al., 2023). En Texas, el LTCE fue identificado en la parte superior de la Formación Eagle Ford Superior dentro de la biozona de *M. schneegansi* y corresponde una CIE positiva de 3‰ (Eldrett et al., 2015a). En México, este evento ha sido identificado en la Cuenca Interior Mexicana dentro de la Formación Tamaulipas Superior, donde presenta una CIE positiva de 1.5‰ (Colín-Rodríguez et al., 2023).

6.4.10. Evento Beeding

En el núcleo IR-1 se observa una pequeña CIE justo por encima de la finalización del LTCE (Evento Navigation), la cual ocurre en el nivel 92.88 m, donde alcanza un valor de -26.32‰ (amplitud = 0.82‰) dentro del subunidad petrofísica EFS-III (miembro Langtry de la Formación Eagle Ford; parte media de la biozona *Dicarinella concavata*). Esta CIE está ubicada en el Coniaciano superior, muy cerca del límite Turoniano–Coniaciano. Estas características indican que se trata del Evento Beeding (BE) (Figura 6.6).

Aunque este evento no ha sido identificado en el hemisferio occidental, en Europa el BE se reconoce como un aumento abrupto en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de 0.5‰ , justo por encima de los valores mínimos correspondientes al evento Navigation del LTCE (Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010; Wilmsen et al., 2019). El límite Turoniano–Coniaciano ha sido ubicado justo entre las CIE de los eventos Navigation y Beeding, lo cual indica que el BE ocurrió durante la parte más inferior del Coniaciano (Walaszczyk et al., 2010; Wiese, 2010; Richardt & Wilmsen, 2012; Al-Hussein & Ruebsam, 2020).

6.4.11. Evento Light Point

Posterior a la ocurrencia del BE, en el núcleo IR-1 es posible apreciar la aparición de una CIE con una amplitud menor. Esta CIE ocurre en el nivel 88.56 m, dentro de la parte media de la subunidad petrofísica EFS-III, donde alcanza un valor máximo de -26.76‰ (amplitud = 0.69‰). Debido a su posición estratigráfica y amplitud, esta CIE es definida como el Evento Light Point (LPE) (Figura 6.6). En Europa y Asia, el LPE es definido como un incremento agudo en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de 0.3‰ en el Coniaciano inferior y dentro de la biozona de *Dicarinella concavata* (Jarvis et al., 2006; Al-Hussein & Ruebsam, 2020; Yakovishina et al., 2022). En Asia, la ocurrencia del LPE coincide con la existencia de valores moderadamente altos de TOC (Wendler et al., 2009).

6.4.12. Evento East Cliff

Posterior al LPE en el núcleo IR-1 ocurre una CIE negativa que ha sido reportada en Europa y Asia. Esta CIE negativa está presente dentro de la subunidad petrofísica EFS-III y dentro de la biozona de *Dicarinella concavata*, en el nivel 86.77 m, donde llega a un valor mínimo de -27.38‰ (amplitud = 0.62‰). Estas características indican que se trata del Evento East Cliff (ECE) (Figura 6.6). En Europa, el ECE es definido como una depresión representada por una caída en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ con una amplitud de 0.3‰ (Jarvis et al., 2006; Richardt & Wilmsen, 2012). En África y Asia, esta depresión ocurre entre los eventos Light Point y White Fall, cerca del techo del Coniaciano superior (Aquit et



al., 2017; Ezampanah et al., 2021), aunque algunos estudios en Asia y Europa reportan que el ECE ocurre en el Coniaciano medio (Jarvis et al., 2006; Wendler et al., 2009; Wendler, 2013).

6.4.13. Evento Anóxico Oceánico 3

La última CIE del registro estratigráfico de estudio comprende un intervalo considerablemente amplio. En el núcleo IR-1 esta se encuentra entre los niveles 86.77 m y 71.56 m y presenta varios picos en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ en los niveles 83.45 m (-26.11‰; amplitud = 0.51‰), 80.96 m (-26.14‰; amplitud = 0.41‰) y 73.67 m (-26.37‰; amplitud = 0.73‰). En el núcleo IR-2 la CIE mencionada ocurre dentro del rango 158.27–123.47 m, donde presenta un pequeño pico en el nivel 151.84 m (-26.24‰, amplitud = 0.63‰) y un pico de mayor amplitud en el nivel 132.25 m (-22.061‰, amplitud = 4.75‰). Esta CIE engloba las partes media y superior de la subunidad petrofísica EFS-III y las subunidades petrofísicas IV y V; además, en el núcleo IR-2 se extiende hasta la Formación Austin y se ubica dentro de las biozonas de *Dicarinella concavata* y *Dicarinella asymetrica*. La ubicación de estas CIE permite inferir que se trata del Evento Anóxico Oceánico 3 (OAE3) (Figuras 6.6 y 6.7). Aunque Mesa-Rojas (2022) interpretó esta CIE como equivalente al LTCE, la distribución y refinación de edad asumida en este trabajo para el IR-2 permite establecer que dicha asignación fue incorrecta

El Evento White Fall (WFE) definido en primera instancia en Europa como una CIE positiva de 0.3‰ (Jarvis et al., 2006) que se posiciona en la parte inferior del Coniaciano medio (Jarvis et al., 2006; Pearce, 2018; Püttmann et al., 2018), y representa la CIE positiva más importante en el Coniaciano medio (Jarvis et al., 2006; Kalanat et al., 2021). Este evento también es reconocido en el KWIS donde presenta una CIE positiva de 0.5‰ dentro de la Formación Austin cerca del límite Coniaciano temprano – medio (Joo & Sageman, 2014; Phelps et al., 2015). El WFE solo fue identificado en el núcleo IR-1 en la parte media del miembro Langtry de la formación Eagle Ford superior (nivel 83.45 m; parte superior de la subunidad petrofísica EFI-III).

El OAE3a o Evento Kingsdown fue definido en Europa por primera vez. Se trata de una CIE positiva de doble pico con una amplitud de 0.3 ‰ que está ubicada por encima del WFE, cerca del límite Coniaciano medio – tardío, y anterior al inicio de un descenso en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que se extiende desde el Coniaciano superior hasta el Santoniano inferior (Jarvis et al., 2006; Kalanat et al., 2021). Este evento también coincide con una disminución en la abundancia de microfósiles, principalmente inocerámidos (Jarvis et al., 2006; Mansour & Wagreeich, 2022). En el KWIS, el OAE3a ha sido identificado como una CIE positiva de 1‰ en el límite Coniaciano medio–tardío, la cual está asociada a un aumento en las concentraciones de algunos metales traza y la concentración de TOC (Mansour & Wagreeich, 2022). Estas características coinciden con la CIE positiva encontrada en el núcleo IR-1 en el nivel 80.96 m.

Finalmente, el OAE3 definido en el KWIS corresponde a una CIE positiva con una amplitud de 0.8‰, ubicada en la parte más superior del Coniaciano (Joo & Sageman, 2014). Esta CIE es interpretada en otros estudios como el OAE3b o Evento Horseshoe Bay, el cual se ubica justo por encima del límite Coniaciano–Santoniano, y está relacionado con concentraciones muy altas de CaCO_3 en el miembro Smoky Hill de la Formación Niobrara (Mansour & Wagreeich, 2022). Estas características coinciden con la CIE positiva observada en el nivel 132.25 m, dentro de la Formación Austin en el núcleo IR-2 (parte inferior de la biozona *Dicarinella asymetrica*).

La correlación de los eventos anteriormente identificados en los núcleos IR-1 e IR-2 con otras secciones analizadas en México, Estados Unidos e Inglaterra es mostrada en la figura 6.8.

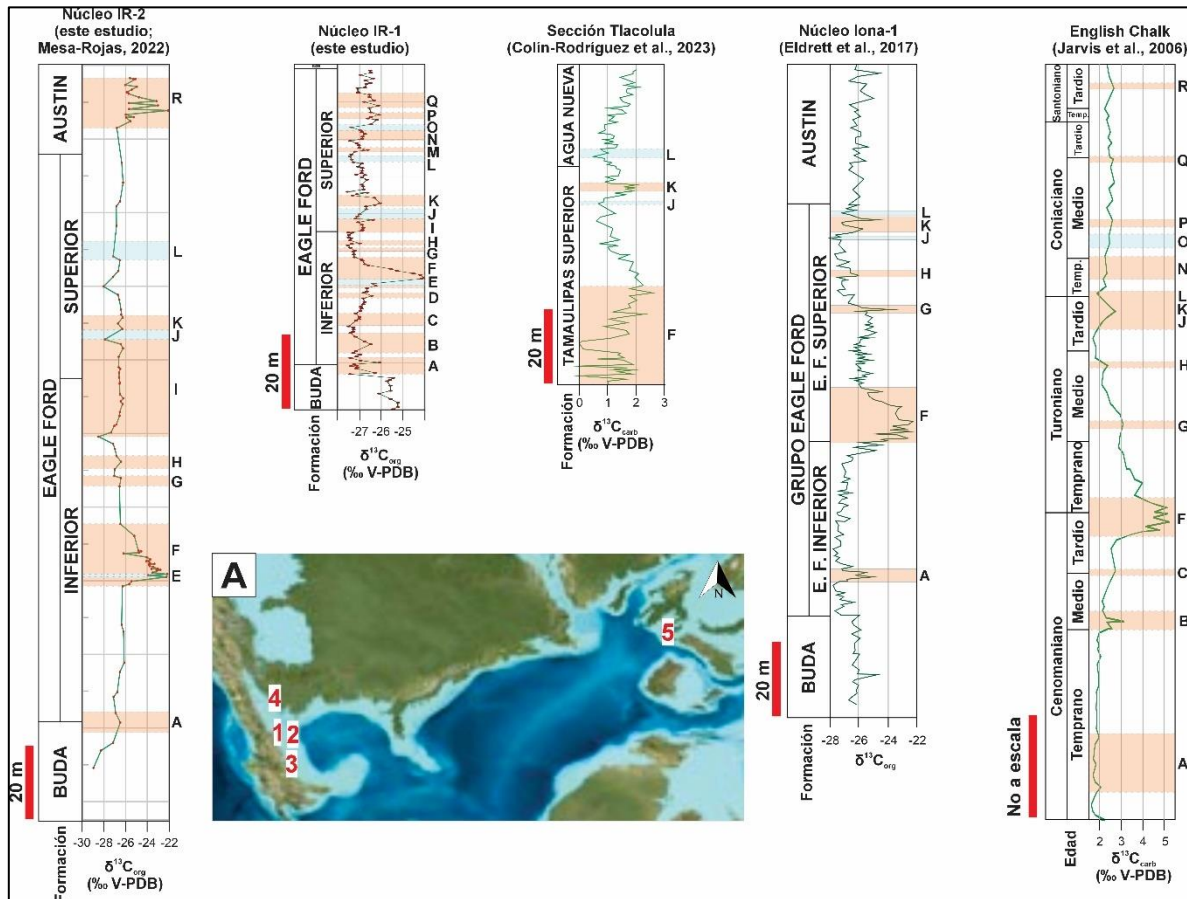


Figura 6.8. Correlación de los eventos de cambio global acelerado identificados en los núcleos IR-1 e IR-2 y otras sucesiones estratigráficas del mundo. Las franjas salmón indican la ocurrencia de CIE positivas, mientras que las franjas azules muestran la presencia de CIE negativas. (A) Mapa paleogeográfico del Cenomaniano-Turoniano que muestra la ubicación de los núcleos y secciones aquí mostradas (Blakey, 2002). 1: Núcleo IR-1. 2: Núcleo IR-2. 3: Sección Tlacolula. 4: Núcleo Iona-1. 5: English Chalk. A: Evento del Cenomaniano Inferior. B: Evento del Cenomaniano Medio. C: Evento Jukes-Browne. D: Evento de la Capa Amphidonte. E: Evento Plenus Cold. F: Evento Anóxico Océanico 2. H: Evento Round Down. H: Evento Pewsey. I: Evento del Turoniano Medio. J: Evento Bridgewick. K: Evento Hitch Wood. L: Evento Navigation. M: Evento Beeding. N: Evento Light Point. O: Evento East Cliff. P: Evento White Fall. Q: Evento Kingsdown. R: Evento Horseshoe Bay.

6.5. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES

6.5.1. Indicadores paleoambientales derivados del Análisis de Componentes Principales (PCA)

El Análisis de Componentes Principales (PCA) realizado para el núcleo IR-1 permite comprender de una manera asociativa el comportamiento de las concentraciones absolutas de los elementos mayores, algunos menores y traza (Ti, Fe, Al, K, Na, Zr, Mg, P, Ca) y del factor de enriquecimiento (EF) de los metales trazas sensibles a las condiciones redox (U, V, Mo, Mn) y a la productividad primaria (Ni, Cu, Zn, Cd). Esta herramienta ofrece una aproximación de la variabilidad de las condiciones paleoambientales a las cuales fueron sometidos los sedimentos analizados.

A lo largo del eje PCA1 los vectores que representan a la mayoría de los elementos mayores están ubicados en el lado positivo, mientras que el vector del Ca es el único ubicado del lado negativo.



Esta distribución de los elementos mayores implica que el lado positivo del eje PCA1 representa un ambiente dominado por el arribo y la sedimentación de material terrígeno, mientras que el lado negativo representa un ambiente dominado por la precipitación de carbonatos (Algeo & Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006). Por otra parte, en el eje del PCA2 están ubicados los vectores de los EF de los metales traza sensibles a las condiciones redox y a la productividad primaria. Del lado negativo de este eje se encuentran los vectores de los EF de todos los metales asociados a condiciones eutróficas y anóxicas/disóxicas (U, V, Mo, Ni, Cu, Zn, Cd), mientras que del lado positivo está situado el EF del Mn que representa condiciones oligotróficas y oxigenadas (Hatchand & Leventhal, 1992; Calvert & Pedersen, 1993; Tribovillard et al., 2006; Westermann et al., 2014; Eldrett et al., 2017). Aunado a lo anterior, los vectores del Ca y del EF del Mn presentan una gran compatibilidad al presentar sentidos similares. Esto pudiera ser explicado por el hecho de que la precipitación de carbonatos normalmente ocurre en agua de fondo de carácter óxico/disóxico donde también ocurre un aumento en la concentración de Mn.

6.5.2. Formación Buda

El núcleo IR-1 comprenden los sedimentos de la parte superior de la Formación Buda que están representados por la litofacies LB (caliza arenosa blanca) y la microfacies tipo MF-1 (packstone/wackestone de calciesferas, roveacrínidos, foraminíferos planctónicos y bentónicos, y radiolarios). Estos sedimentos muestran valores negativos en el eje PCA1, valores positivos en el eje PCA2, bajos valores de Índice Detrítico (DI) y de TOC, y altos valores en el Índice de Alteración Química (CIA) (Figuras 6.9).

La parte superior de la Formación Buda en la Cuenca de Sabinas fue depositada en una zona de plataforma profunda durante la ocurrencia de condiciones de baja energía, oligotróficas y oxigenadas (ver epígrafe 6.2.1). La presencia de calciesferas, radiolarios, y roveacrínidos, además de indicar un ambiente de plataforma profunda (Flügel, 2010), permite inferir condiciones de estrés ambiental en la superficie marina. Es decir que existió un aumento en la productividad primaria debido a un incremento en la cantidad de nutrientes disponibles en la zona superficial de la columna de agua (p. ej. Dias-Brito, 2000; De Wever et al., 2001; Wendler et al., 2002; Caron et al., 2006; Kedzierski et al., 2012; Denne et al., 2014; Eldrett et al., 2015; Núñez-Useche et al., 2016; Charbonnier et al., 2018; Ferré et al., 2018). Aunque la evidencia paleontológica sugiere un ambiente marino donde las condiciones superficiales eran eutróficas, los bajos contenidos de TOC y los valores positivos del eje PCA2 de la Formación Buda en la Cuenca de Sabinas indican que en el fondo marino se dieron condiciones enriquecidas en oxígeno que no permitieron la preservación de la materia orgánica ni de los metales traza en los sedimentos. Además, esta unidad exhibe bajos valores de la anomalía de Ce (Ce/Ce^*) que indican que el ambiente de depósito estuvo dominado por condiciones oxigenadas (Figuras 6.9). Esto concuerda con algunos estudios realizados en la porción sur del KWIS que establecen que la Formación Buda presenta bajos contenidos de metales traza redox-sensible y TOC depositados en un ambiente marino abierto con condiciones oligotróficas (Eldrett et al., 2017).

Por otra parte, los valores bajos de DI y negativos del PCA1 sugieren que el depósito de la Formación Buda ocurrió en un ambiente dominado por carbonatos con un bajo arribo de material detrítico (p. ej. Mort et al., 2008; Gertsch et al., 2010; Bomou et al., 2013). Esto contrasta con las condiciones climáticas cálidas y húmedas que explicarían los altos valores de CIA que sugieren un intemperismo moderado en el continente que causaría un gran arribo de material terrígeno a la cuenca (Figura 6.9). Esta contradicción puede ser explicada debido al alto contenido de CaO en los sedimentos



mencionados, ya que en ocasiones puede ocurrir un efecto de dilución en el DI y el contenido de elementos asociados a la fracción detrítica debido a una influencia marina mayor que propicia la precipitación de carbonatos (Mort et al., 2008).

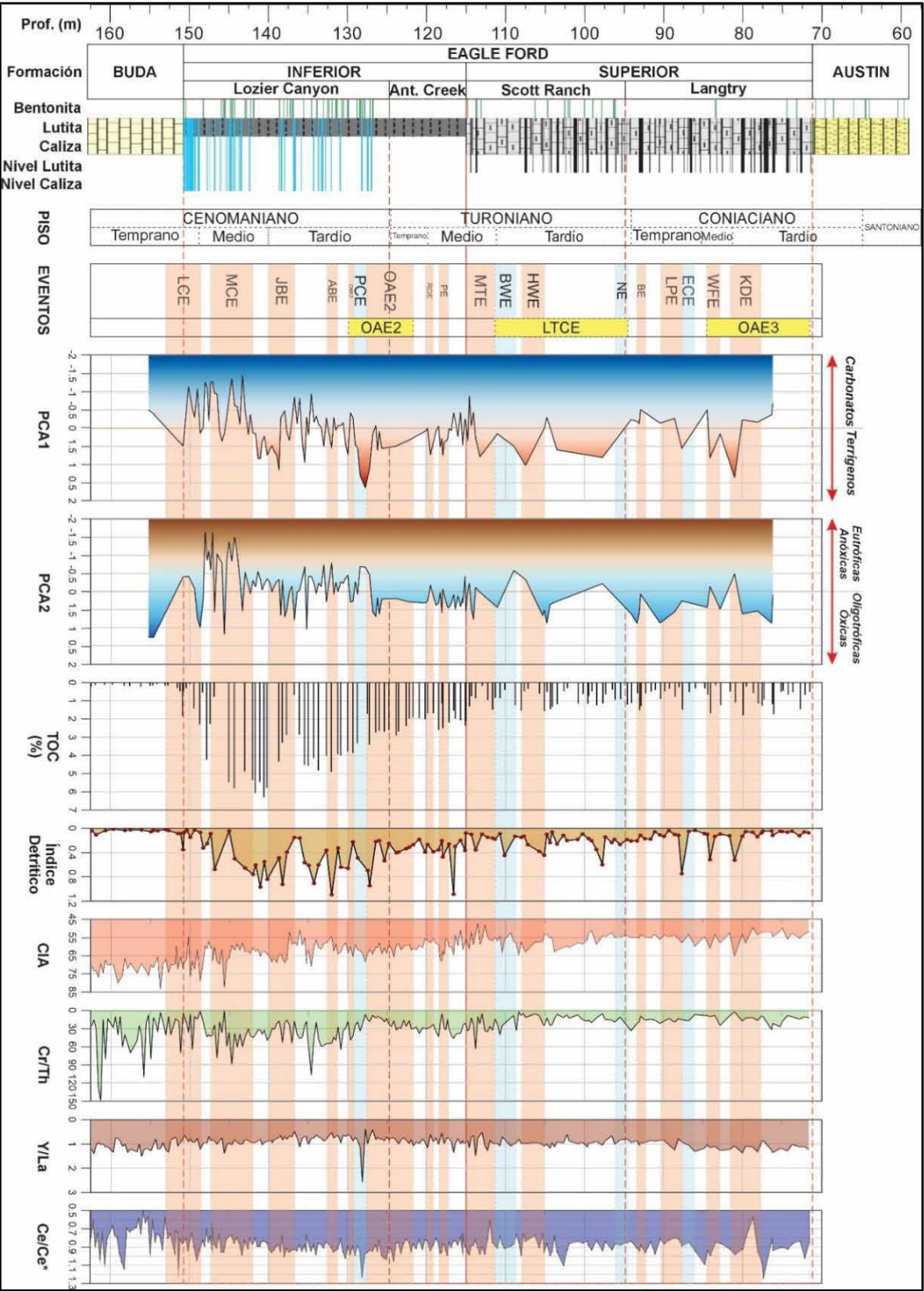
Por último, los indicadores de hidrotermalismo Cr/Th e Y/La presentan altos valores en los sedimentos pertenecientes a la Formación Buda. Esto permite inferir que los sedimentos fueron influenciados por una actividad volcánica submarina considerable, la cual pudo estar asociada al emplazamiento de una gran provincia ígnea (LIP), o a la apertura del Atlántico Norte. El emplazamiento de una LIP pudo también provocar un aumento del nivel del mar que favoreció la ocurrencia de corrientes de *upwelling* y *blooms* de microorganismos como calciesferas y radiolarios, tal y como es observado en los núcleos estudiados de la Cuenca de Sabinas (p. ej. Dias-Brito, 2000; Wendler et al., 2002; Caron et al., 2006; Kędzierski et al., 2012; Omaña et al., 2014; Núñez-Useche et al., 2016; Charbonnier et al., 2018; Mesa-Rojas, 2021).

6.5.3. Formación Eagle Ford inferior

El miembro inferior de la Formación Eagle Ford está dominado por la litofacies M1 (mudstone negro a gris oscuro laminado) y la microfacies tipo MF-3 (wackestone de foraminíferos planctónicos y filamentos). De manera general, tal como lo evidencian valores altos del PCA1 y bajos del PCA2, este miembro fue depositado en ambientes generalmente dominados por condiciones anóxicas y eutróficas, con una influencia significativa de material terrígeno. Estas condiciones han sido reportadas para la Formación Eagle Ford en Texas, donde las aguas de fondo estuvieron dominadas por condiciones estrictamente anóxicas y no permitieron la ocurrencia significativa de bioturbación (Eldrett et al., 2014; Eldrett et al., 2015; Donovan et al., 2016; Sun et al., 2016).

Dentro de todo el intervalo estratigráfico que abarca la Formación Eagle Ford, el miembro Lozier Canyon presenta los valores más altos de DI, CIA, y TOC, y están acompañados por los valores más positivos en el PCA1 y más negativos del PCA2. Además, su depósito fue influenciado por la ocurrencia del LCE, MCE, JBE, ABE y la parte inicial del OAE2, incluyendo al PCE (Figuras 6.9). Valores bajos del PCA2 indican que el miembro Lozier Canyon fue depositado en condiciones principalmente anóxicas y eutróficas. Condiciones deficientes de oxígeno son también respaldadas por valores altos de la anomalía de Ce (Ce/Ce*). Los valores bajos del PCA1 y del DI señalan la influencia más alta de material terrígeno, probablemente debido al alto grado de intemperismo que tuvo lugar en el continente, bajo condiciones cálidas y húmedas, como lo señalan los altos valores de CIA (Figuras 6.9). Condiciones similares también han sido reportadas para el miembro inferior de la Formación Eagle Ford en Texas y México (Gibson, 2014; Scaife, 2018). Además, en el sur de Texas se ha establecido que el miembro Lozier Canyon de la Formación Eagle Ford Inferior fue depositado en un ambiente anóxico-disóxico, asociado a la escasa o nula formación de estructuras de bioturbación, y a un alto grado de productividad primaria y conservación de la materia orgánica (Donovan et al., 2016; Meyer et al., 2021).

Figura 6.9. Condiciones paleoambientales determinadas para el núcleo IR-1. Las franjas salmón muestran la ocurrencia de CIE positivas, mientras que las franjas azules indican la presencia de CIE negativas





La ocurrencia del LCE, según los valores bajos del PCA1 y altos del PCA2, está asociada principalmente a la precipitación de carbonatos bajo condiciones principalmente oligotróficas y óxicas. Esto es soportado por valores relativamente bajos de la anomalía de Ce asociados a condiciones oxigenadas. Sin embargo, existen algunos picos en los valores de DI y CIA que indican pequeños intervalos de incremento en el arribo de material terrígeno a la cuenca debido a un intemperismo moderado en el continente, lo cual dio lugar a la depositación de terrígenos en un ambiente dominado por condiciones anóxicas y eutróficas (valores positivos en la PCA1 y negativos en el PCA2) (Figura 6.9). En Brasil, el LCE ha sido asociado con un episodio de profundización de las cuencas marinas debido a un aumento en el nivel del mar. Esta profundización estuvo relacionada con una preservación moderada de la materia orgánica en un ambiente con aguas de fondo disóxicas, pero con masas de agua superficiales bien oxigenadas (Koutsoukos et al., 1991). Por otra parte, en Noruega el LCE está asociado al inicio de un mayor arribo de material clástico a la Cuenca Vøring (Roberts et al., 1999). Estas características disóxicas y de un gran arribo de material terrígeno al océano son similares a las observadas durante algunos intervalos en el núcleo IR-1 de la Cuenca de Sabinas.

Valores negativos del PCA1 y del PCA2 indican que durante el MCE ocurrió principalmente la acumulación de carbonatos bajo condiciones anóxicas y eutróficas; como sugieren altos valores de la anomalía de Ce. Valores de CIA moderados y un descenso drástico de DI permite inferir condiciones de intemperismo moderado en el continente causando un limitado arribo de material terrígeno a la cuenca. Por otra parte, la relación Cr/Th muestra valores altos durante el MCE, lo que permite inferir que existió un alto grado de influencia hidrotermal en los sedimentos depositados durante este evento debido a una actividad volcánica submarina incrementada (Figura 6.9). En Texas, estas condiciones han sido identificadas y son consistentes con el establecimiento de un episodio de ciclo hidrológico acelerado y altas tasas de intemperismo continental que tomó lugar antes del OAE2. Este episodio fue detonado por la liberación de grandes cantidades de gases de efecto invernadero a la atmósfera durante el emplazamiento de los LIP Caribe-Colombia, Alto Ártico y Madagascar (Larson, 1991; Adams et al., 2010; Scaife et al., 2017; Joo et al., 2020). Finalmente, el MCE es considerado como un evento precursor del OAE2 ya que a partir de su ocurrencia ocurrió la depositación de facies ricas en materia orgánica que representan un régimen sedimentario afectado por condiciones más cálidas (Coccioni & Galeotti, 2003).

El JBE y el ABE, según los valores bajos de PCA2, están asociados a condiciones moderadamente empobrecidas en oxígeno y de alta productividad asociadas a la depositación de material terrígeno (altos valores de PCA1). Esto es consistente con los altos valores de DI y CIA que indican un gran arribo de material detrítico a la cuenca debido a un grado de intemperismo moderado a alto en el continente. Sin embargo, durante la ocurrencia del JBE existieron algunos períodos donde las condiciones fueron más oxigenadas y ocurrieron la acumulación de carbonatos. Aunado a esto, ambos eventos están asociados a picos moderados en la curva de Cr/Th, lo cual sugiere que los sedimentos relacionados a ellos tuvieron cierto grado de influencia hidrotermal (Figura 6.9).

El JBE ha sido identificado en el sur de Texas en los núcleos Innes-1 e Iona-1, donde coincide con un intervalo con bajo contenido de TOC. Además, su génesis ha sido asociada a un episodio de vulcanismo incrementado que liberó grandes cantidades de CO₂ y otros gases de efecto invernadero que provocaron un mayor intemperismo en el continente (Scaife et al., 2017). Esta conclusión también aplica para los sedimentos de la Cuenca de Sabinas, ya que los análisis geoquímicos revelan un aumento en los valores de CIA, DI y Cr/Th, lo cual está relacionado con un aumento en la actividad volcánica submarina que liberó gases de efecto invernadero a la atmósfera que provocaron un



intemperismo acelerado en el continente y un mayor arribo de material terrígeno a la cuenca. Por otra parte, aunque el ABE no representa un episodio de cambio abrupto en los cambios paleoambientales de las cuencas donde ha sido reportado (Owen, 1996), este evento está relacionado con un incremento en la depositación de material terrígeno (Richardt & Wilmsen, 2012). Este aumento en el arribo de material continental a la cuenca es observado en el núcleo IR-1 como un pico en los valores de DI.

El OAE2 está asociado a un intervalo de valores moderados de TOC dentro del miembro Lozier Canyon. Los valores altos de PCA1 y ligeramente altos de PCA2 indican que este evento está relacionado con la influencia de material terrígeno y condiciones predominantemente oligotróficas, aunque con algunos lapsos de afinidad anóxica-eutrófica. Los valores de CIA y DI son bajos respecto a intervalos anteriores, lo cual indica que una reducción en el grado de intemperismo dado en el continente y un bajo aporte de material terrígeno a la cuenca. La anomalía de Ce indica que las condiciones de oxigenación de la Cuenca de Sabinas durante la ocurrencia del OAE2 fueron variables, siendo más oxigenadas al inicio del evento y menos oxigenadas hacia el final del mismo (Figuras 6.9; 6.10). Aunque globalmente el OAE2 está relacionado a un enterramiento extendido de carbono orgánico y el desarrollo de condiciones disóxicas y anóxicas (Schlanger & Jenkyns, 1976; Arthur et al., 1990; Leckie et al., 2002; Jenkyns, 2010; Owens et al., 2012), algunos estudios en el KWIS han revelado que el inicio del OAE2 estuvo marcado por el depósito de calizas pobres en materia orgánica bajo condiciones oxigenadas (Arthur & Sageman, 1994; Leckie et al., 1998; Arthur & Sageman, 2005; Elderback et al., 2014; Lowery & Leckie, 2017). Este incremento en la oxigenación durante cierta parte del OAE2, o incluso todo el evento, también ha sido reportado en la Formación Eagle Ford en la región sur del KWIS (Eldrett et al., 2014; Lowery et al., 2014; Sun et al., 2016). Las relaciones Cr/Th e Y/La indican que el inicio del OAE2 estuvo asociado a una disminución en la actividad volcánica submarina, pero durante la segunda parte de dicho evento ocurrió nuevamente un incremento en este tipo de actividad. Esto sugiere un aumento en el grado de influencia hidrotermal posiblemente asociado a la incursión de la masa de agua boreal producida por el emplazamiento del LIP Alto Ártico (Snow et al., 2005; Barclay et al., 2010; Owens et al., 2013; Jones et al., 2021).

En la primera mitad del OAE2 es posible identificar el PCE, el cual está asociado en su parte inicial a un pequeño intervalo de acumulación de carbonatos (valores bajos de PCA1), acompañado de un aumento en el grado de bioturbación, bajo condiciones oxigenadas (valores altos de PCA2) dentro de una tendencia de condiciones anóxicas. Las condiciones oxigenadas son soportadas por los bajos valores de la anomalía de Ce, mientras que la acumulación de carbonatos - está relacionada con un descenso en los valores de CIA y DI que reflejan un bajo arribo de material terrígeno a la cuenca debido a una disminución en el grado de intemperismo en el continente (Figuras 6.9). Estas condiciones están relacionadas con la ocurrencia del enfriamiento suprarregional asociado al PCE que ha sido reportado principalmente en Europa (Jefferies, 1963; Gale & Christensen, 1996; Jarvis et al., 2011, Jenkyns et al., 2017) y que recientemente ha sido reportado en localidades de Texas, Wyoming, Kansas, Dakota y México (Eldrett et al., 2017; Jenkyns et al., 2017; Colín-Rodríguez et al., 2022). Este evento está caracterizado por un descenso en las concentraciones de CO₂ debido al enterramiento intensificado de carbono en la parte inicial del OAE2 (Barclay et al., 2010; Jarvis et al., 2011; Scaife et al., 2017), una caída en las concentraciones de metales traza redox sensibles (Eldrett et al., 2017) y la incursión de aguas boreales en mares epicontinentales de latitudes medias como el KWIS que provocó la reoxigenación de las aguas de fondo (Eldrett et al., 2014; Lowery et al., 2014). Dicha incursión trajo consigo el arribo de una firma geoquímica hidrotermal producida por el emplazamiento del LIP Alto-Ártico, la cual que quedó registrada en los sedimentos marinos



depositados en los mares epicontinentales del hemisferio norte (Zheng et al., 2013; Eldrett et al., 2014; Scaife et al., 2017). Estos cambios geoquímicos son observados en la Cuenca de Sabinas como un aumento súbito en los valores de las relaciones Cr/Th e Y/La, que sobresale de una señal que aumenta paulatinamente hacia el final del OAE2.

El miembro Antonio Creek de la formación Eagle Ford inferior está asociado a la depositación de material terrígeno (valores altos de PCA1) bajo condiciones oligotróficas y oxigenadas (valores altos de PCA2). Esto está relacionado a un descenso en el arribo de material terrígeno y en el grado de intemperismo en el continente (valores bajos de DI y CIA). Los bajos valores de DI no son congruentes con esto, pero estos son producto de un efecto de dilución debido a la alta concentración de carbonatos asociados a este intervalo. Estas características coinciden con las reportadas en el sur de Texas, donde se ha establecido que el miembro Antonio Creek de la Formación Eagle Ford Inferior fue depositado en un ambiente de condiciones subóxicas asociado a un grado nulo o escaso de bioturbación y a un grado moderado de productividad primaria y conservación de la materia orgánica (Donovan et al., 2016; Meyer et al., 2021). Por otra parte, las relaciones Cr/Th e Y/La permiten inferir un grado moderado de hidrotermalismo que afectó el depósito de los sedimentos asociados a este miembro. Aunado a esto, la depositación del miembro Antonio Creek estuvo influenciado por la ocurrencia de la parte superior del OAE2, el RDE, el PE, y la parte inferior del MTE (Figuras 6.9).

La parte final del OAE2, según los altos valores de PCA1 y PCA2, estuvo dominada por condiciones más oxigenadas y oligotróficas respecto a su parte inicial. Además, la sedimentación preferencial de terrígenos disminuyó, con el predominio de intervalos donde predominó la acumulación de carbonatos (bajos valores del PCA1). Aunado a esto, durante esta parte final del OAE2 las relaciones Cr/Th e Y/La muestran un aumento que indica un incremento en la actividad volcánica submarina. Estas condiciones son similares a la parte inicial del OAE2 registrada en la parte superior del miembro Antonio Creek de la Formación Eagle Ford Inferior (Figuras 6.9; 6.10).

El RDE estuvo asociado a la depositación de material terrígeno (altos valores de PCA1) bajo condiciones moderadamente oligotróficas y oxigenadas (valores altos de PCA2 y de la anomalía de Ce), aunque en la parte final del mismo ocurrieron condiciones moderadamente eutróficas y empobrecidas en oxígeno (valores bajos de PCA2 y de la anomalía de Ce). Este evento también está asociado a un bajo arribo de material terrígeno a la cuenca debido a descensos en el grado de intemperismo del continente (bajos valores de DI y CIA). El grado de influencia hidrotermal es similar al mostrado durante la parte final del OAE2 (valores constantes de Cr/Th e Y/La) (Figuras 6.9; 6.10). Particularmente, en el Demerara Rise el RDE está relacionado con un ligero aumento en el contenido de TOC, relacionado a la formación de zonas de *upwelling* en el Atlántico Norte que actuaron como depocentros para el enterramiento de materia orgánica. Además, la presencia de glauconita y una excursión positiva en la curva de $\delta^{18}\text{O}$ indican que el RDE estuvo asociado a un período de enfriamiento y oxigenación en las aguas de fondo del Atlántico Norte (Jones et al., 2018). Estas características de oxigenación y contenido de TOC son también observadas en el núcleo IR-1 de la Cuenca de Sabinas.

El PE estuvo asociado a un arribo bajo a moderado de material terrígeno a la Cuenca de Sabinas (altos valores de DI y PCA1) bajo condiciones mesotróficas y ligeramente anóxicas (valores bajos/moderados de PCA1 y altos de la anomalía de Ce). El arribo moderado de material terrígeno estuvo relacionado a un aumento en el grado de intemperismo en el continente (altos valores de CIA (Figura 6.9). Estas características concuerdan con aquellas identificadas en Europa y el Atlántico



Norte donde el PE ha sido asociado a un período de oxigenación y descenso de la temperatura suprarregional debido a una incursión de una masa de agua boreal, y un descenso global del nivel del mar debido a la formación de un casquete polar en el Ártico (Voigt & Wiese, 2000; Forster et al., 2007; Bornemann et al., 2008, Takashima et al., 2010; Wendler & Wendler, 2016; Al Hussein, 2018, Al-Husseini & Ruebsam, 2020). La influencia hidrotermal durante la ocurrencia de este evento en la Cuenca de Sabinas fue relativamente baja ya que es posible apreciar un descenso en los valores de las relaciones Cr/Th e Y/La.

6.5.4. Formación Eagle Ford superior

La formación Eagle Ford superior está dominada por la litofacies L3 (caliza gris clara con galerías) y la microfacies tipo MF-4 (wackestone/packstone de foraminíferos planctónicos y bivalvos). Como se observa en el PCA realizado, este miembro fue depositado en un ambiente principalmente dominado por condiciones de carácter oligotrófico y oxigenado con un aumento en la precipitación de carbonatos respecto a la formación Eagle Ford inferior (altos valores de PCA1 y PCA2). En Texas condiciones similares han sido reportadas para la formación Eagle Ford superior, es decir un ambiente subóxico-disóxico en el cual los organismos bentónicos pudieron proliferar con mayor facilidad (Eldrett et al., 2014; Eldrett et al., 2015; Donovan et al., 2016; Sun et al., 2016).

Esta formación, según la correlación regional elaborada en el epígrafe 6.1, ha sido dividido en los submiembros Scott Ranch y Langtry. Aunque sedimentológicamente el miembro Scott Ranch está dominado por calizas, los altos valores del PCA1 indican que también tuvo un fuerte grado de influencia por parte del arribo de material terrígeno a la cuenca. En general, este miembro estuvo dominado por la ocurrencia de condiciones moderadamente oxigenadas y oligotróficas. El CIA asociado a este miembro indica un grado de intemperismo menor al observado en formación Eagle Ford inferior, lo cual provocó un menor arribo de material terrígeno a la cuenca (bajos valores de DI). Lo anterior concuerda con lo reportado en Texas para el miembro Scott Ranch de la Formación Eagle Ford Superior, donde el ambiente de depósito establecido para dicha unidad estuvo dominado por condiciones disóxicas-subóxicas asociadas a una baja productividad primaria, poca preservación de la materia orgánica y un grado de bioturbación moderado (Donovan et al., 2016; Meyer et al., 2021). Por otra parte, los sedimentos del miembro Scott Ranch fueron influenciados por la ocurrencia del MTE y de los eventos asociados al LTCE (BWE, HWE, NE) (Figuras 6.9).

El MTE en la Cuenca de Sabinas está asociado principalmente a la sedimentación de material terrígeno (valores moderados de PCA1) bajo condiciones de moderada oxigenación y productividad primaria (valores cercanos a cero de PCA2). Esto está relacionado con un arribo moderado de terrígenos a la cuenca debido a la existencia de un grado bajo de intemperismo en el continente (bajos valores de DI y CIA). Sin embargo, en la base del miembro Scott Ranch, el MTE están asociado a condiciones anóxicas y de alta productividad primaria (bajos valores de PCA2) relacionadas con pequeños aumentos en los valores de CIA, DI, Cr/Th, Y/La, y la anomalía de Ce. Esto permite inferir que tanto el intemperismo continental como la actividad volcánica submarina aportaron grandes cantidades de nutrientes a la Cuenca de Sabinas durante la ocurrencia del MTE (Figuras 6.9). Algunos autores han establecido que este evento está asociado a un incremento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en la Antártida y en el Océano Atlántico, lo cual sugiere cierto grado de oxigenación en el océano y un descenso del nivel del mar debido a la formación de casquetes polares como resultado de un descenso de la temperatura global (Wilson et al., 2002; Steuber et al., 2005; Bornemann et al., 2008; Miller, 2009). Aunado a esto, la relación Cr/Th en la Cuenca de Sabinas indica que la influencia hidrotermal presentó una disminución paulatina a lo largo del MTE.



La ocurrencia del LTCE estuvo generalmente relacionada al depósito de material terrígeno en condiciones oligotróficas y oxigenadas (valores altos de PCA1 y PCA2). Esto está asociado a valores moderados de CIA y DI que indican que la cuenca recibió una moderada cantidad de material terrígeno debido a una intemperización moderada de las rocas continentales. Aunque esta tendencia se conserva durante el BWE y el NE, ambos eventos presentaron cortos intervalos asociados a condiciones empobrecidas en oxígeno y de mayor productividad primaria (valores bajos de PCA2 y altos de la anomalía de Ce). Estos intervalos anóxicos/eutróficos coinciden con un mayor arribo de material terrígeno debido a pulsos de incremento en el intemperismo continental (valores altos de PCA1, DI y CIA). Este comportamiento anóxico y eutrófico dominado por la sedimentación de terrígenos también es observado en la parte inicial del HWE, aunque hacia la parte final del mismo se invierten (precipitación de carbonatos en condiciones oligotróficas y óxicas). Por otra parte, el HWE está relacionado principalmente a un alto arribo de material terrígeno a la cuenca dado el grado de intemperismo moderado que ocurría en el continente. Aunado a esto, el intervalo del LTCE comprendido entre el HWE y NE está asociado a condiciones de mayor anoxia y productividad primaria (valores bajos de PCA2 y altos de la anomalía de Ce). Estas condiciones están relacionadas con un aumento en el arribo de material de la cuenca debido a un incremento en la intensidad del intemperismo que tenía lugar en el continente (valores moderados de CIA y DI). El BWE y el NE, que son la parte inicial y final del LTCE, han sido asociados en Europa y México a condiciones marinas oligotróficas y óxicas, relacionadas a su vez con la ocurrencia de un enfriamiento suprarregional que provocó un descenso en el grado de intemperismo continental (Voigt, 2000; Voigt & Wiese, 2000; Colín-Rodríguez et al., 2021). Por otra parte, la parte media del LTCE, también conocida como HWE, ha sido reportada en la Cuenca Interior Mexicana donde se ha establecido que estuvo dominada por la ocurrencia de condiciones anóxicas y eutróficas, arribo de grandes cantidades de material terrígeno, y un intemperismo intensificado en el continente debido un incremento en las emisiones de CO₂ volcánogénico (Wiese & Voigt, 2002, Colín-Rodríguez et al., 2023). Finalmente, el intervalo del LTCE está relacionado con un aumento paulatino de los valores de la relación Cr/Th. Estos altos valores indican que existió un incremento en el grado de influencia hidrotermal durante el depósito de estos sedimentos, actividad que podría estar asociada a una nueva fase de emplazamiento del LIP Caribe-Colombia (Colín-Rodríguez et al., 2023) o la actividad de la pluma mantélica Marion del Turoniano tardío en el océano Índico (Nagendra & Reddy, 2017) (Figuras 6.9).

El miembro Langtry de la formación Eagle Ford superior presenta de forma general valores bajos de PCA1 y altos de PCA2; además, está relacionado a los valores más bajos de DI, CIA, TOC, y Cr/Th de todo el intervalo estratigráfico de estudio. Este miembro presenta una tendencia de incremento paulatino hacia el techo de la unidad en la relación Y/La lo que indica que el grado de influencia hidrotermal fue creciendo hacia el techo de la Formación Eagle Ford. Por otra parte, el depósito del miembro Langtry estuvo influenciado por la ocurrencia de los eventos BE, LPE, ECE y la parte inicial del OAE3 (WFE, KDE) (Figuras 6.9). Los valores bajos de PCA1 y altos de PCA2 que están relacionados con el miembro Langtry indican que éste estuvo dominado por la precipitación de carbonatos bajo condiciones principalmente oligotróficas y óxicas. Estas condiciones están asociadas con un menor arribo de material terrígeno a la cuenca debido al bajo grado de intemperismo que ocurría en el continente, como lo sugieren los bajos valores de DI y CIA (Figuras 6.9). Esto es congruente con lo establecido en Texas para el miembro Langtry de la Formación Eagle Ford Superior. En esta región, el ambiente de depósito de dicho miembro estuvo dominado por condiciones completamente oxigenadas con una baja productividad primaria, una preservación pobre de la materia orgánica y un alto grado de bioturbación (Donovan et al., 2016, Meyer et al., 2021).



El BE estuvo dominado por la precipitación de carbonatos bajo condiciones principalmente oligotróficas y óxicas (valores bajos de PCA1 y altos de PCA2). Sin embargo, hacia la parte superior de este evento existió un pequeño intervalo durante el cual las condiciones fueron menos oxigenadas y más productivas (descenso en los valores de PCA1 y aumento en los valores de la anomalía de DE) (Figura 6.9). Esta variación hacia condiciones empobrecidas en oxígeno pudo darse porque el BE está asociado al inicio de una transgresión post-glacial causada por un aumento de la temperatura global (Al-Husseini, 2018). Este aumento de temperatura dio paso a un incremento en el grado de intemperismo continental que provocó un ascenso en la tasa de arribo de material continental a la cuenca, lo cual pudo dar paso al desarrollo de condiciones de carácter anóxico y eutrófico.

En el intervalo asociado al LPE predominó la precipitación de carbonatos en condiciones óxicas y oligotróficas (valores bajos de PCA1 y altos de PCA2). Hacia el final de este evento ocurrió un aumento en los valores de PCA1 y un descenso en los valores de PCA2, indicando un cambio hacia un régimen controlado por la depositación de material terrígeno bajo condiciones menos oxigenadas. Dichas condiciones empobrecidas en oxígeno son sustentadas por el pico de aumento en los valores de la anomalía de Ce. Lo anterior también coincide con un aumento súbito en el arribo de material continental a la cuenca y en el grado de intemperismo del continente (altos valores de DI y CIA) (Figura 6.9). El LE en Europa ha sido asociado con una excursión positiva de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ que indican una disminución de la temperatura global y una mayor oxigenación de la masa de agua (Yakovishina et al., 2022a; Yakovishina et al., 2022b), lo cual es congruente con lo observado en el núcleo IR-1.

La ocurrencia del ECE estuvo marcada por la precipitación de carbonatos en condiciones oligotróficas y óxicas (valores bajos de PCA1 y altos de PCA2), aunque durante su parte inicial tuvo una gran influencia por la sedimentación de material terrígeno (valores altos de PCA1 y DI) (Figura 6.9). Las condiciones óxicas (sustentadas por el registro de bajos valores de la anomalía de Ce) y oligotróficas coinciden con un bajo arribo de nutrientes debido a un bajo grado de intemperismo continental. Aunque ha sido reportado en varios sitios de Europa, África y Asia (Jarvis et al., 2006; Wendler et al., 2009; Richardt & Wilmsem, 2012; Sprovieri et al., 2013; Aquit et al., 2017; Ezampanah et al., 2021), aún no han sido determinadas las condiciones asociadas al origen y emplazamiento del ECE.

El WFE estuvo fuertemente influenciado en su parte inicial por la depositación de material terrígeno (valores altos de PCA1) en condiciones levemente anóxicas y eutróficas (valores bajos de PCA2 y altos de anomalía de Ce). El comienzo de este evento coincide con un aumento súbito en el arribo de material terrígeno a la cuenca debido a un incremento en la tasa de intemperismo continental (valores altos de DI y CIA). Durante la parte final de este evento el depósito de terrígenos disminuyó y las condiciones se volvieron oligotróficas y oxigenadas (valores bajos de PCA1 y altos de PCA2) (Figura 6.9). El WFE ha sido asociado con un fuerte ascenso del nivel del mar (Wendler et al., 2009) que pudo estar asociado a un incremento de la temperatura global que causó un aumento del grado de intemperismo del continente. Esto pudo provocar la ocurrencia de condiciones empobrecidas en oxígeno y de alta productividad primaria.

El KDE estuvo asociado en su parte más temprana a la depositación de material terrígeno en condiciones anóxicas y eutróficas (valores altos de PCA1 y bajos de PCA2), que coinciden con un incremento súbito en el arribo de nutrientes a la cuenca debido a un ascenso en el grado de intemperismo del continente (altos valores de DI y CIA). Posteriormente, el KDE se caracterizó por



la precipitación de carbonatos bajo condiciones predominantemente oligotróficas y óxicas (valores bajos de PCA1 y altos de PCA2), que se relacionaron con un menor arribo de material terrígeno a la cuenca debido al grado más bajo de intemperismo (bajos valores de DI y CIA). La variación de condiciones anóxicas a óxicas es consistente con el cambio de valores altos a bajos de la anomalía de Ce (Figura 6.9). En el KWIS, el KDE está asociado a altos valores de TOC y bajos valores de Mn que permiten inferir la ocurrencia de condiciones anóxicas-euxínicas en el fondo marino (Mansour & Wagreech, 2022). Estas características son congruentes con lo observado durante la parte inicial del KDE en la Cuenca de Sabinas. Por otra parte, las condiciones de mayor oxigenación que ocurrieron durante la parte tardía del KDE en la Cuenca de Sabinas también son reportadas en la Cuenca Sverdrup en Canadá. En esta región el KDE estuvo asociado a una fase de transgresión marina durante el Coniaciano medio que trajo consigo la ocurrencia de condiciones disóxicas. Estas condiciones con mayor oxigenación son atribuidas a la conexión que existió entre la región norte de Canadá y el Océano Pacífico a través del canal marino asiático de Alaska, la cual permitió la oxigenación de la masa de agua y la mezcla de las aguas profundas (Davies et al., 2020). Por otra parte, en la región del Golfo Australo-Antártico han sido reportadas condiciones disóxicas para el KDE (Gallagher et al., 2005) que indican que la ocurrencia de este evento no fue totalmente anóxica.

6.6. CARACTERIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA Y POTENCIAL COMO ROCA GENERADORA

La Formación Eagle Ford en el núcleo IR-1 presenta un contenido de TOC que varía entre 0.08 y 6.30% (promedio=1.81%). De acuerdo con ello, y siguiendo los criterios de Peters (1986), su potencial como roca generadora varía entre pobre y muy bueno. Particularmente, el miembro Lozier Canyon tiene un potencial pobre a muy bueno (TOC = 0.08–6.30%; promedio = 3.41%), el miembro Antonio Creek posee un potencial bueno a muy bueno (TOC = 1.13–2.91%; promedio = 2.07%), el miembro Scott Ranch presenta un potencial pobre a muy bueno (TOC = 0.17–2.36%; promedio = 0.96%), y el miembro Langtry muestra un potencial pobre a bueno (TOC = 0.14–1.79%; promedio = 0.83%). Lo anterior concuerda con los valores obtenidos por Mesa-Rojas (2021) para el núcleo IR-2, los cuales indican que el miembro Lozier Canyon tiene un potencial pobre a muy bueno (TOC = 0.29–6.75%; promedio = 2.52%), el miembro Antonio Creek posee un potencial pobre a muy bueno (TOC = 0.42–3.52%; promedio = 1.70%), el miembro Scott Ranch presenta un potencial pobre a muy bueno (TOC = 0.32–4.24%; promedio = 0.96%), y el miembro Langtry muestra un potencial pobre a muy bueno (TOC = 0.26–2.50%; promedio = 1.27%). Según lo anterior, los miembros Lozier Canyon y Antonio Creek, pertenecientes a la formación Eagle Ford inferior, son las unidades con mayor potencial como roca generadora en la Cuenca de Sabinas, siendo este mayor en el miembro Lozier Canyon (Figura 6.10).

En Texas la Formación Eagle Ford presenta una distribución vertical del contenido de TOC similar a la observada en los núcleos IR-1 e IR-2 en el contenido de TOC, con valores que decrecen de base a techo (Lowery et al., 2014; Eldrett et al., 2017). En México, este comportamiento es concordante con el desarrollo de condiciones anóxicas y eutróficas durante la depositación de la base de esta unidad, y que cambian paulatinamente a oxigenadas y oligotróficas, tal como lo evidencia el comportamiento creciente del PCA2. Estas condiciones conllevaron a la producción y preservación de una mayor cantidad de materia orgánica en los sedimentos estudiados. Además, el depósito la formación Eagle Ford inferior estuvo influenciado por la ocurrencia de eventos de cambio global acelerado, como el LCE y el MCE, que permitieron el desarrollo de condiciones poco oxigenadas y ricas en nutrientes en el océano global (ver epígrafe 6.5). Sin embargo, existieron algunas variaciones regionales que provocaron una variabilidad lateral de las condiciones de depósito de la Formación Eagle Ford, lo cual causó que su contenido de TOC y, por ende, su potencial como roca

generadora varíe geográficamente. Por ejemplo, en Texas el contenido de TOC varía de la siguiente manera: (1) de 1.65 a 5.87% en el este, (2) de 0.07 a 9.74% en el centro, (3) de 0.05 a 6.32% en el oeste, y (4) de 0.57 a 6.42% en el suroeste (Boling & Dworkin, 2015; Miceli et al., 2018). Por otra parte, en Coahuila (México) la variación de TOC se presenta así: (1) de 2 a 4% en el norte, (2) de 2.5 a 4.7% en el noreste, (3) de 3 a 4% en el norte y (4) de 0.2 a 2.96% en el centro (Petróleos Mexicanos, 2011, 2012; Martínez, 2015; Ortega-Lucach et al., 2018; González-Betancourt et al., 2020; Herrera Palomo & Martínez, 2020; Enciso-Cárdenas et al., 2021).

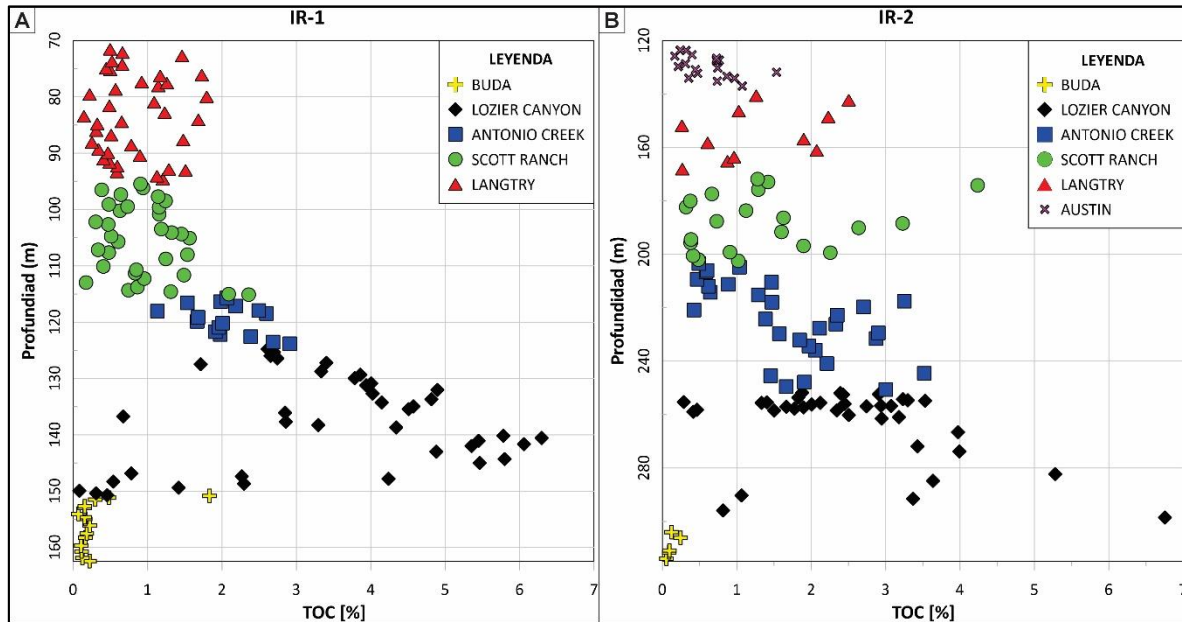


Figura 6.10. Variación de TOC en los sub-miembros definidos para la Formación Eagle Ford en los núcleos IR-1 (este trabajo) e IR-2 (Mesa-Rojas, 2021).

Los valores de T_{max} de las muestras de la Formación Eagle Ford extraídas del núcleo IR-1 varían entre 362 y 449 °C (promedio=429 °C), siendo mayores en los miembros Lozier Canyon (362–449 °C; promedio=432 °C) y Antonio Creek (392–447 °C; promedio=428 °C) de la formación Eagle Ford inferior. Estos valores son semejantes a aquellos reportados previamente para la Formación Eagle Ford en Texas (331–605 °C) y México (443–484 °C, 309–607 °C) (Miceli et al., 2018; Herrera-Palomo & Martínez, 2020; Enciso-Cárdenas et al., 2021). Estos valores de T_{max} , en conjunto con los valores HI, indican que gran parte de las muestras recolectadas tienen un kerógeno tipo II (origen marino) y se ubican dentro de la zona inmadura. Sin embargo, existe una población considerable de muestras que está dentro de la zona madura (ventana de aceite) y corresponden a muestras de la formación Eagle Ford inferior (miembros Lozier Canyon y Antonio Creek) (Figura 6.11 A). Por otra parte, el diagrama Índice de Producción vs. T_{max} muestra que la mayoría de las muestras están ubicadas en la zona de hidrocarburo no autóctono, mientras que solo algunas muestras pertenecientes principalmente al miembro Langtry se localizan dentro de la zona de hidrocarburo autóctono que es la principal etapa de generación de hidrocarburos (Figura 6.11 B).

Por otra parte, los diagramas de Van Krevelen (HI vs. OI) y TOC vs S_2 sugieren que el kerógeno de la Formación Eagle Ford es predominantemente tipo III (materia orgánica de origen terrestre) (Figura 12); sin embargo, la correlación negativa entre el TOC y el HI ($r=-0.04$) indica que ocurrió cierta alteración dentro de este parámetro. Un origen marino es soportado en algunos niveles por

la presencia de filamentos (bivalvos pelágicos) y radiolarios, ambos indicadores de condiciones eutróficas en la superficie marina.

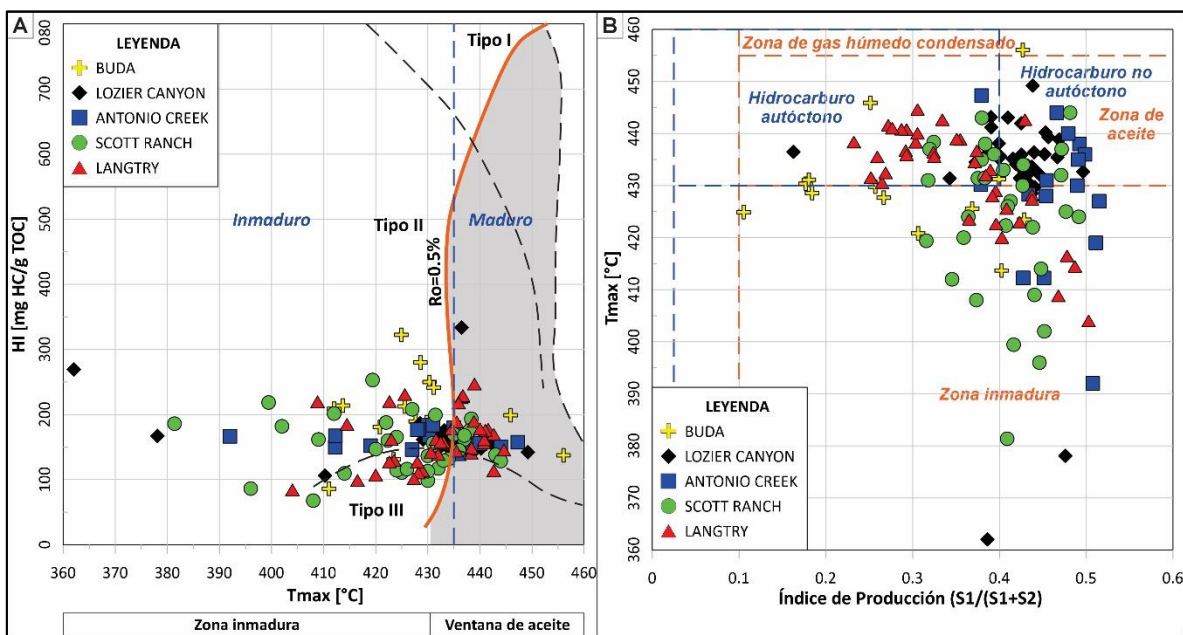


Figura 6.11. Diagramas para determinar la madurez termal de las muestras analizadas de la Formación Eagle Ford en el núcleo IR-1. (A) Diagrama Tmax vs. HI. (B) Diagrama índice de Producción vs. Tmax.

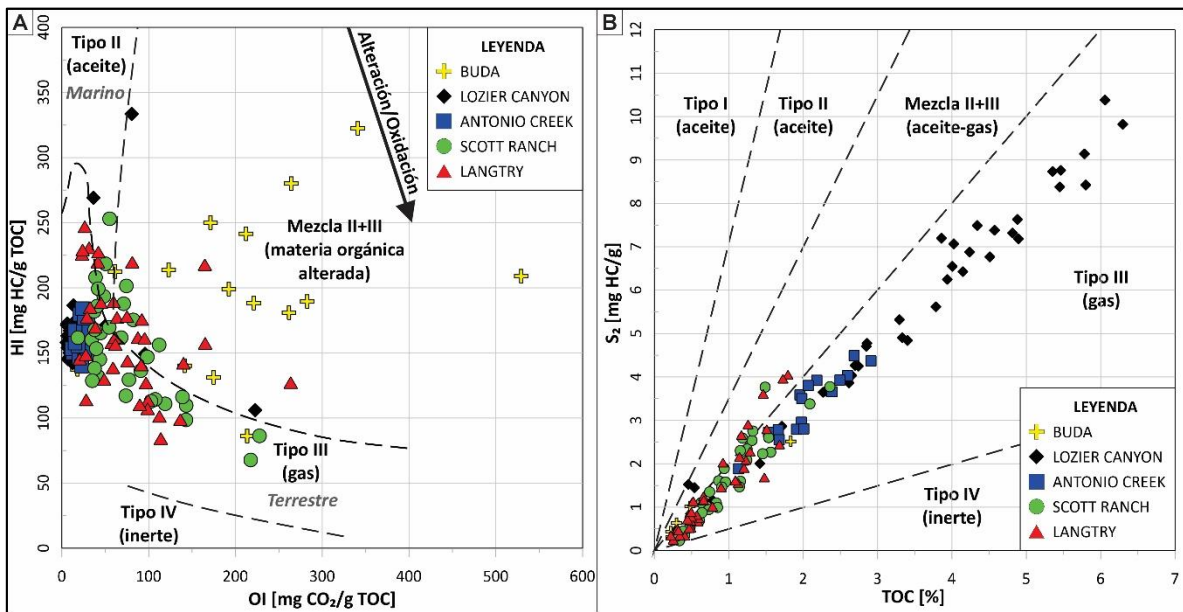


Figura 6.12. Diagramas para la determinación del tipo de kerógeno en el núcleo IR-1. (A) Diagrama OI vs. HI. (B) Diagrama TOC vs. S₂.

El estado de maduración de la formación Eagle Ford inferior en ambos núcleos, deducido a partir de los valores de Reflectancia Equivalente de la Vitrinita (%Ro_{Eq}) indica que el Bitumen 1 (Bt1) está dentro de la zona de gas húmedo y condensado, mientras que el Bitumen 2 (Bt2) se localiza dentro de la zona de gas seco (Figura 6.14A). Los valores más bajos de %Ro_{Eq} son observados en el Bt1 del núcleo IR-1 (%Ro_{Eq}=1.22–1.50%, promedio=1.07%) y pertenecen al miembro Lozier Canyon y a la

parte más inferior del miembro Antonio Creek de la Formación Eagle Ford Inferior (Facies A y B). Por otro lado, los valores de %Ro_{Eq} del Bt2 en el núcleo IR-2 varían entre 1.48 y 1.69% (promedio=1.63%) y también están ubicados dentro de los miembros Lozier Canyon y Antonio Creek. Lo anterior coincide con lo identificado a partir del diagrama *T*_{máx} vs. HI (Figura 6.11), donde gran parte de las muestras del miembro Lozier Canyon, y algunas muestras del miembro Antonio Creek, están dentro de la zona madura.

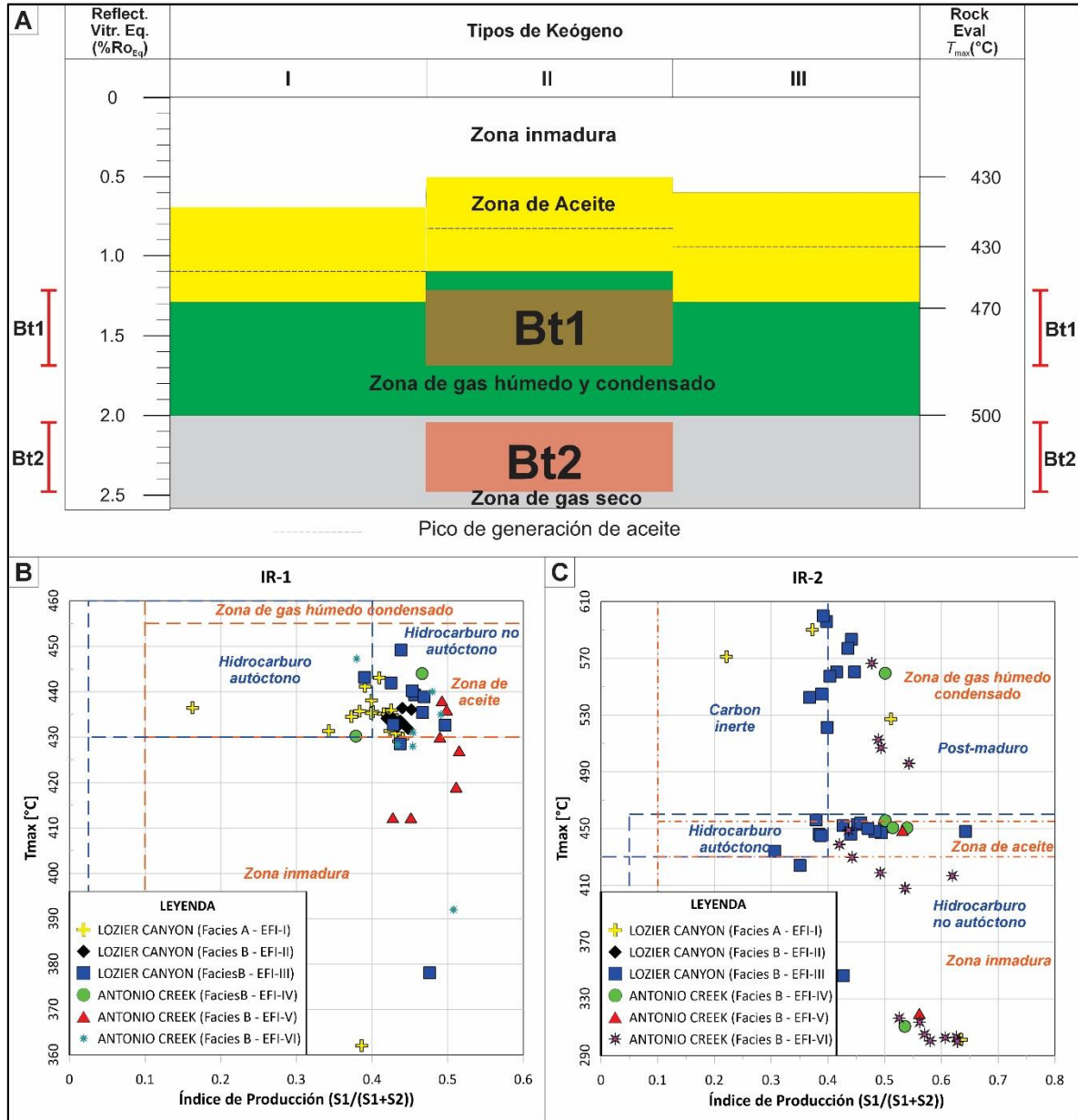


Figura 6.13. Reflectancia equivalente de la vitrinita y potencial generador de hidrocarburos de la formación Eagle Ford inferior en los núcleos IR-1 e IR-2. (A) Diagrama de reflectancia de Tissot donde se muestran las dos poblaciones de bitumen halladas en los núcleos estudiados. (B) Diagrama índice de Producción vs. *T*_{máx} para el núcleo IR-1. (C) Diagrama índice de Producción vs. *T*_{máx} para el núcleo IR-2, según los valores obtenidos por Mesa-Rojas (2022).

Al igual que el diagrama de reflectancia de Tissot (Figura 6.14A), el diagrama de Índice de Producción vs. *T*_{máx} realizado para el núcleo IR-1 indica que las rocas de los miembros Lozier Canyon y Antonio Creek



Creek son las que tienen mejor potencial como roca generadora de hidrocarburos (Figura 6.14B). Al analizar las muestras que pertenecen a estos dos sub-miembros en el núcleo IR-1 es posible afirmar que la parte más inferior del miembro Lozier Canyon (Facies A) está ubicada principalmente dentro de la zona de hidrocarburo autóctono o de aceite (Figura 6.14 B). Por otra parte, en el núcleo IR-2 (datos de Mesa-Rojas, 2021) las rocas de la parte superior del sub-miembro Lozier Canyon (Facies B) se localizan dentro de la zona de hidrocarburo o de aceite (Figura 6.14 B).

Según todo lo anterior, la formación Eagle Ford inferior en la Cuenca de Sabinas presenta el mayor potencial como roca generadora de hidrocarburos, siendo este mayor en la parte inferior de dicha formación (miembro Lozier Canyon). Esta característica también ha sido reportada en el sureste de Texas, donde el miembro inferior de la Formación Eagle Ford Inferior presenta un potencial excelente, mientras que su miembro superior muestra un potencial regular a bueno (Meyer et al., 2021). Particularmente, para la Cuenca de Sabinas es posible afirmar que las facies depositadas hacia el interior de la cuenca (núcleo IR-2) fueron sepultadas por una gran cantidad de sedimentos que conllevaron a un incremento en las temperaturas que sobremaduraron la materia orgánica. Sin embargo, las facies depositadas hacia la periferia y en los altos paleogeográficos de la cuenca (núcleo IR-1) fueron sepultadas por una relativamente baja cantidad de sedimentos, lo cual impidió un gran incremento de temperatura y mantuvo en estado inmaduro a la materia orgánica depositada.



7. CONCLUSIONES

- El análisis sedimentológico, petrofísico, petrográfico, mineralógico y geoquímico del intervalo estratigráfico estudiado en los núcleos IR-1 e IR-2 de la Cuenca de Sabinas provee una caracterización detallada de la evolución de las condiciones paleoambientales que ocurrieron durante el Cenomaniano–Santoniano en el noreste de México.
- Las características sedimentológicas del intervalo estratigráfico de los núcleos IR-1 e IR-2 permitieron determinar la existencia de 8 litofacies para la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas. Estas litofacies fueron establecidas teniendo en cuenta diferentes estructuras sedimentarias (p. ej. laminación plano-paralela, imbricación, superficies erosivas) que fueron formadas por diferentes procesos como sedimentación pelágica, corrientes de fondo, turbiditas, fallamiento sinsedimentario, y licuefacción.
- Las características litológicas y microfaciales identificadas en los núcleos estudiados, representadas en su mayoría por packstone/wackestone de foraminíferos planctónicos, filamentos, bivalvos y gasterópodos, y estructuras sedimentarias como laminación plano-paralela y cruzada, indican que los sedimentos analizados fueron depositados en un ambiente marino pelágico que comprende ambientes que van desde pie de talud hasta cuenca profunda.
- La depositación de los sedimentos del Cenomaniano–Santoniano en la Cuenca de Sabinas corresponden principalmente a sedimentos que constituyen la Formación Eagle Ford. Esta unidad, al igual que como ocurre en Texas (USA), puede ser dividida según sus características petrofísicas en los miembros Lozier Canyon, Antonio Creek, Scott Ranch, y Langtry, lo cual demuestra la continuidad lateral que posee, abarcando toda la región sur el KWIS y el norte del Mar Interior Mexicano.
- Los análisis de U-Pb en los zircons de bentonitas evidencian que el depósito de la Formación Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas inició durante el Cenomaniano temprano. Esta edad coincide con la que fue estimada a partir de la biozonificación de nanofósiles calcáreos (biozona CC9-CC10).
- El análisis de la curva de $\delta^{13}\text{C}$, en conjunto con otros proxies como contenido de TOC e índice detrítico, permitieron establecer que la depositación de los sedimentos aquí estudiados fue afectada por la ocurrencia de 13 eventos de cambio global acelerado que influyeron en las condiciones paleoambientales de la Cuenca de Sabinas. Entre estos eventos destacan el Evento del Cenomaniano Inferior (LCE), el Evento del Cenomaniano Medio (MCE), el Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE2), el Evento del Turoniano Tardío–Coniaciano (LTCE), y el Evento Anóxico Oceánico 3 (OAE3).
- Las condiciones paleoambientales en la Cuenca de Sabinas, determinadas a partir de la concentración de metales traza sensibles a las condiciones redox y a la productividad marina, durante el depósito de la formación Eagle Ford inferior fueron principalmente anóxicas y eutróficas. Por otra parte, durante la depositación de la formación Eagle Ford superior esas condiciones se tornaron más oxigenadas y más oligotróficas.
- Las condiciones paleoambientales asociadas a la ocurrencia de los eventos de cambio global acelerado identificados en este trabajo fueron generalmente empobrecidas en oxígeno y de alta



productividad marina, como lo indican por ejemplo la anomalía en Ce y el factor de enriquecimiento de elementos como el V y el Ni. Sin embargo, existieron algunos intervalos, asociados a eventos como el Evento Plenus Cold (PCE), el Evento Bridgewick (BWE), y el Evento Navigation (NE), cuando las condiciones se tornaron más oxigenadas y oligotróficas.

- Según los indicadores de influencia hidrotermal, como las relaciones Cr/Th e Y/La, la ocurrencia de los eventos de cambio global acelerado está relacionada con aumentos súbitos en los valores de estos. Estos aumentos son más notorios en formación Eagle Ford inferior donde la relación Cr/Th muestra dos mesetas de aumento en los valores que podrían estar asociados a una actividad volcánica submarina incrementada vinculada posiblemente al emplazamiento de las Grandes Provincias Ígneas (LIP) Caribe-Colombia y Alto Ártico. Además, la relación Y/La presenta un pico notorio justo durante la ocurrencia del PCE que podría indicar el arribo de aguas boreales ricas en elementos máficos asociados al emplazamiento de la LIP Alto Ártico.
- Contrario a lo que ha sido establecido en gran parte del hemisferio norte, el análisis de componentes principales (PCA) sugiere que la ocurrencia del OAE2 en la Cuenca de Sabinas está asociada a condiciones de carácter débilmente oligotrófico y oxigenado con un arribo moderado de material terrígeno debido a una reducción en el grado de intemperismo que ocurría en el continente. Por otra parte, el PCA, la anomalía en Ce y el análisis sedimentológico expresan que el PCE está asociado a un aumento en las condiciones oxigenadas durante las cuales predominó la sedimentación de carbonatos.
- El tipo de materia orgánica que predomina en los sedimentos de la Formación Eagle Ford encontrados en el núcleo IR-1 es predominantemente de origen marino según la información paleontológica obtenida (filamentos, radiolarios). Sin embargo, los diagramas de Van Krevelen (HI vs. OI) y TOC vs S₂ sugieren que el kerógeno de la Formación Eagle Ford es predominantemente tipo III (materia orgánica de origen terrestre). Esta contradicción es explicada debido a una correlación negativa entre el TOC y el HI, sugiriendo que la materia orgánica sufrió algún tipo de alteración después de su depósito.
- La formación Eagle Ford inferior en la Cuenca de Sabinas presenta el mayor potencial como roca generadora de hidrocarburos, siendo este mayor en la parte inferior de esta unidad (miembro Lozier Canyon). Particularmente, para la Cuenca de Sabinas es posible afirmar que las facies depositadas hacia el interior de la cuenca (núcleo IR-2) fueron sepultadas por una gran cantidad de sedimentos que conllevaron a un incremento en las temperaturas que sobremaduraron la materia orgánica, disminuyendo drásticamente el potencial como roca generadora de estos sedimentos. Sin embargo, las facies depositadas hacia la periferia y en los altos paleogeográficos en o cerca de la cuenca (p. ej. Bloque Burro-Peyotes – núcleo IR-1), fueron sepultadas por una relativamente baja cantidad de sedimentos, lo cual impidió un gran incremento de temperatura y permitió que el potencial como roca generadora fuera conservado.



8. REFERENCIAS

- Abedini, A., & Calagari, A. A. (2015). Rare earth element geochemistry of the Upper Permian limestone: the Kanigorgeh mining district, NW Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24(4), 365-382.
- Adams, D. D., Hurtgen, M. T., & Sageman, B. B. (2010). Volcanic triggering of a biogeochemical cascade during Oceanic Anoxic Event 2. *Nature geoscience*, 3(3), 201-204.
- Adkins, W. S. (1932). The Mesozoic system in Texas, Univ. Texas Bull, 3232, 239-518.
- Ak, O. (2015). *The depositional environment and the diagenetic processes of the buda limestone (Cenomanian) in south-central Texas*. The University of Texas at San Antonio.
- Albritton Jr, C. C. (1941). Geology of Dallas County Texas. *Field and Laboratory*, 10(1), 1.
- Allen, J.R.L. (1985) Principles of physical sedimentology. George Allen & Unwin, London, 272 pp.
- Al-Husseini, M. (2018). Orbital-forcing of Cenomanian–Santonian glacio-eustasy. In *Orbital Scale. net*.
- Al-Husseini, M., & Ruebsam, W. (2020). Interpreting Phanerozoic $\delta^{13}\text{C}$ patterns as periodic glacio-eustatic sequences. In *Stratigraphy & Timescales* (Vol. 5, pp. 41-105). Academic Press.
- Alnahwi, A., Loucks, R. G., Ruppel, S. C., Scott, R. W., & Tribovillard, N. (2018). Dip-related changes in stratigraphic architecture and associated sedimentological and geochemical variability in the Upper Cretaceous Eagle Ford Group in south Texas. *AAPG Bulletin*, 102(12), 2537-2568.
- Aquit, M., Kuhnt, W., Holbourn, A., Chellai, E. H., Lees, J. A., Kluth, O., & Jabour, H. (2017). Complete archive of late Turonian to early Campanian sedimentary deposition in newly drilled cores from the Tarfaya Basin, SW Morocco. *GSA Bulletin*, 129(1-2), 137-151.
- Barron, E. J. (1989). Severe storms during Earth history. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 601-612.
- Banerjee, S., & Jeevankumar, S. (2007). Facies and depositional sequence of the Mesoproterozoic Rohtas Limestone: Eastern Son valley, Vindhyan basin. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(1), 82-92.
- Bergman, S. C., Eldrett, J. S., & Minisini, D. (2021). Phanerozoic Large Igneous Province, petroleum system, and source rock links. *Large Igneous Provinces: A Driver of Global Environmental and Biotic Changes*, 191-228.
- Berensmeier, M., Dölling, B., Linnert, C., & Wilmsen, M. (2018). Stratigraphical dissection of proximal shallow-water deposits: Integrated analysis of the Cenomanian-Coniacian in the southwestern Münsterland Cretaceous Basin (Northwest Germany). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (ZDGG)*, 169(4).
- Blakey, R. C. (2002). Global Map of the Late Cretaceous.



Boggs, S. (2012). Principles of sedimentology and stratigraphy.

Bomou, B., Adatte, T., Tantawy, A. A., Mort, H., Fleitmann, D., Huang, Y., & Föllmi, K. B. (2013). The expression of the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event in Tibet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, 466-481.

Bomou, B., Adatte, T., & Arnaud-Vanneau, A. (2020). Guerrero-Morelos carbonate platform response to the Caribbean-Colombian Cretaceous large igneous province during Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event 2.

Bornemann, A., Norris, R. D., Friedrich, O., Beckmann, B., Schouten, S., Damsté, J. S. S., Vogel, J., Hofmann, P., & Wagner, T. (2008). Isotopic evidence for glaciation during the Cretaceous supergreenhouse. *Science*, 319(5860), 189-192.

Bornemann, A., Erbacher, J., Heldt, M., Kollaske, T., Wilmsen, M., Lübke, N., Huck, S., Vollmar, N. M., & Wonik, T. (2017). The Albian–Cenomanian transition and Oceanic Anoxic Event 1d—an example from the boreal realm. *Sedimentology*, 64(1), 44-65.

Buatois, L. A., & Mángano, M. G. (2011). *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press.

Burrows, R. H. (1910). Geology of northern Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 7(1), 85-103.

Caron, M., Dall'Agnolo, S., Accarie, H., Barrera, E., Kauffman, E. G., Amédro, F., & 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.

Cadrin, A. A. J., Kyser, T. K., Caldwell, W. G. E., & Longstaffe, F. J. (1996). Isotopic and chemical compositions of bentonites as paleoenvironmental indicators of the Cretaceous Western Interior Seaway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119(3-4), 301-320.

Childs, C., Nicol, A., Walsh, J. J., & Watterson, J. (2003). The growth and propagation of synsedimentary faults. *Journal of Structural geology*, 25(4), 633-648.

Coccioni, R., Galeotti, S., & Gravili, M. (1995). Latest Albian-earliest Turonian deep-water agglutinated foraminifera in the Bottaccione section (Gubbio, Italy)-Biostratigraphic and palaeoecologic implications. *Spanish Journal of Palaeontology*, 10(3), 135-152.

Coccioni, R., & Galeotti, S. (2001). The mid-Cenomanian Event: the Prelude to the OAE 2. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2001, pp. PP42A-0495).

Coccioni, R., & Galeotti, S. (2003). The mid-Cenomanian Event: prelude to OAE 2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 427-440.



Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

Colín-Rodríguez, A., Núñez-Useche, F., Adatte, T., Spangenberg, J. E., Omaña-Pulido, L., Alfonso, P., Pi-Piug, T., Correa-Metrio, A., Barragán, R., Martínez-Yáñez, M., & Enciso-Cárdenas, J. J. (2023). The expression of late Cenomanian–Coniacian episodes of accelerated global change in the sedimentary record of the Mexican Interior Basin. *Cretaceous Research*, 143, 105380.

Collinson, J. (2006). *Sedimentary structures*. Dunedin Academic Press Ltd.

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (s.f.). <https://hidrocarburos.gob.mx/#inicio>

Cooper, J. R., Godet, A., & Pope, M. C. (2020). Tectonic and eustatic impact on depositional features in the upper Cretaceous Austin Chalk Group of south-central Texas, USA. *Sedimentary Geology*, 401, 105632.

Davies, M. A., Schröder-Adams, C. J., Herrle, J. O., Hülse, P., & Schneider, S. (2020). Bottom water redox conditions and benthic foraminiferal morphogroup response in the Late Cretaceous Sverdrup Basin, Arctic Canada: Implications for Oceanic Anoxic Event 3. *Cretaceous Research*, 111, 104449.

Dawson, W. C., Katz, B., & Robison, V. D. (1995). Austin Chalk (!) petroleum system Upper Cretaceous, southeastern Texas: A case study.

Denne, R. A., Hinote, R. E., Breyer, J. A., Kosanke, T. H., Lees, J. A., Engelhardt-Moore, N., Spaw, J. M., & 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.

De Wever, P., Dumitrica, P., Caulet, J. P., Nigrini, C., & Caridroit, M. (2002). *Radiolarians in the sedimentary record*. CRC Press.

Donovan, A. D., Staerker, T. S., Pramudito, A., Li, W., Corbett, M. J., Lowery, C. M., & Gardner, R. D. (2012). The Eagle Ford outcrops of West Texas: a laboratory for understanding heterogeneities within unconventional mudstone reservoirs.

Donovan, A. D., Staerker, T. S., Gardner, R., Pope, M. C., Pramudito, A., & Wehner, M. (2016). Findings from the Eagle Ford outcrops of west Texas and implications to the subsurface of south Texas.

Driskill, B., Suurmeyer, N., Rilling-Hall, S., Govert, A., & Garbowicz, A. (2012, June). Reservoir description of the subsurface eagle ford formation, maverick Basin Area, South Texas, USA. In *SPE Europec/EAGE Annual Conference*. OnePetro.

Dumble, E. T. (1892). Notes on the geology of the valley of the middle Rio Grande. *Bulletin of the Geological Society of America*, 3(1), 219-230.

Eldrett, J. S., Minisini, D., & 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., & Kelly, A. E. (2015a). 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., Ma, C., Bergman, S. C., Ozkan, A., Minisini, D., Lutz, B., Jackett, S. J., Macaulay, C., & Kelly, A. E. (2015b). Origin of limestone–marlstone cycles: astronomic forcing of organic-rich sedimentary rocks from the Cenomanian to early Coniacian of the Cretaceous Western Interior Seaway, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, 423, 98-113.

Eldrett, J. S., Dodsworth, P., Bergman, S. C., Wright, M., & Minisini, D. (2017). Water-mass evolution in the Cretaceous western interior seaway of North America and equatorial Atlantic. *Climate of the Past*, 13(7), 855-878.

Eldrett, J. S., & Vieira, M. (2022). An integrated carbon isotope and bio-sequence stratigraphic study of the Early Cretaceous to Paleogene, Central North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 141, 105696.

Energy Information Administration. (2015). Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: Mexico.

Ezampanah, Y., Scopelliti, G., Sadeghi, A., Adabi, M. H., Jamali, A. M., Caruso, A., Mohseni, H., & Razmjooei, M. J. (2021). Turonian-Maastrichtian biostratigraphy and isotope stratigraphy of the Kopet-Dagh Basin deposits, northeastern Neo-Tethys, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 581, 110605.

Ferré, B., Granier, B., Gorzelak, P., & Salamon, M. A. (2018). Cretaceous Roveacrinids from Mexico revisited: Overcoming the taxonomic misidentifications and subsequent biostratigraphic abuse. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 70(2), 499-530.

Flügel, E. (2010). Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application (Vol. 976, p. 2004). Berlin: springer.

Forster, A., Schouten, S., Baas, M., & Sinninghe Damsté, J. S. (2007). Mid-Cretaceous (Albian–Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. *Geology*, 35(10), 919-922.

Frébourg, G., Ruppel, S. C., Loucks, R. G., & Lambert, J. (2016). Depositional controls on sediment body architecture in the Eagle Ford/Boquillas system: Insights from outcrops in west Texas, United States. *AAPG Bulletin*, 100(4), 657-682.

Gale, A. S. (1996). Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. *Geological Society, London, Special Publications*, 103(1), 177-195.

Gallagher, S. J., Taylor, D., Apthorpe, M., Stilwell, J. D., Boreham, C. J., Holdgate, G. R., ... & Quilty, P. G. (2005). Late Cretaceous dysoxia in a southern high latitude siliciclastic succession, the Otway



Basin, southeastern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223(3-4), 317-348.

Galloway, W. E. (2008). Depositional evolution of the Gulf of Mexico sedimentary basin. *Sedimentary basins of the world*, 5, 505-549.

Gebhardt, H., Friedrich, O., Schenk, B., Fox, L., Hart, M., & 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.

Gertsch, B., Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Kassab, A. S., Tantawy, A. A. A., El-Sabbagh, A. M., & Stueben, D. (2010). Cenomanian–Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 165-182.

Ghanem, H., & Kuss, J. (2013). Stratigraphic control of the Aptian–Early Turonian sequences of the Levant Platform, Coastal Range, northwest Syria. *GeoArabia*, 18(4), 85-132.

Gladstone, C., McClelland, H. L., Woodcock, N. H., Pritchard, D., & Hunt, J. E. (2018). The formation of convolute lamination in mud-rich turbidites. *Sedimentology*, 65(5), 1800-1825.

Gutiérrez-Puente, N. A. (2024). Respuesta biótica a Eventos Anóxicos Oceánicos y evolución paleoambiental en el centro y norte de México durante el Cretácico [Tesis de Doctorado]. Universidad Nacional Autónoma de México

Heim, A. (1940). The front ranges of the Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 33(2), 313-352.

Hill, R. T. (1887). ART. XXXIV.--The Topography and Geology of the Cross Timbers and surrounding regions in Northern Texas. *American Journal of Science* (1880-1910), 33(196), 291.

Hill, R. T. (1901). Geography and geology of the Black and Grand prairies, Texas, with detailed descriptions of the Cretaceous formations and special reference to artesian waters. *Virtual Landscapes of Texas*.

Humphrey, W. E. (1949). Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian Cephalopods from the La Peña Formation). *Geological Society of America Bulletin*, 60(1), 89-176.

Humphrey, W. E., & Diaz, T. (1956). Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeast Mexico, PEMEX file. NE-M-799.

Imlay, R. W. (1936). Part IV. Geology of the western part of the Sierra de Parras. *Bulletin of the Geological Society of America*, 47(7), 1091-1152.

Imlay, R. W. (1937). Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 48(5), 587-630.



Imlay, R. W. (1938). Studies of the Mexican geosyncline. *Bulletin of the Geological Society of America*, 49(11), 1651-1694.

Imlay, R. W. (1940a). Lower Cretaceous and Jurassic formations of southern Arkansas: Arkansas Geological Survey Information Circular, v. 12.

Imlay, R. W. (1940b). Neocomian faunas of northern Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 51(1), 117-190.

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

Jarvis, I. A. N., Gale, A. S., Jenkyns, H. C., & 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.

Jenkyns, H. C., Dickson, A. J., Ruhl, M., & Van den Boorn, S. H. (2017). Basalt-seawater interaction, the Plenus Cold Event, enhanced weathering and geochemical change: deconstructing Oceanic Anoxic Event 2 (Cenomanian–Turonian, Late Cretaceous). *Sedimentology*, 64(1), 16-43.

Jones, M. M., Sageman, B. B., & 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.

Joo, Y. J., & Sageman, B. B. (2014). Cenomanian to Campanian carbon isotope chemostratigraphy from the Western Interior Basin, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 84(7), 529-542.

Joo, Y. J., Sageman, B. B., & Hurtgen, M. T. (2020). Data-model comparison reveals key environmental changes leading to Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event 2. *Earth-Science Reviews*, 203, 103123.

Kalanat, B., Davtalab, E., & Vahidinia, M. (2022). The oxic Coniacian-Santonian interval in the Kopet-Dagh Basin (NE Iran): Carbon isotope and benthic-planktic foraminiferal assemblages at the time of the last Cretaceous OAE. *palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 588, 110817.

Keller, G., & 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.

Koutsoukos, E. A., Mello, M. R., & de Azambuja Filho, N. C. (1991). Micropalaeontological and geochemical evidence of mid-Cretaceous dysoxic-anoxic palaeoenvironments in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 58(1), 427-447.

Küchler, T. (1998). Upper Cretaceous of the Barranca (Navarra, northern Spain); integrated litho-, bioand event stratigraphy. Part I: Cenomanian through Santonian. *Acta Geologica Polonica*, 48(2), 157-236.

Larson, R. L. (1991). Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19(10), 963-966.



Loucks, R. G., Frébourg, G., & Rowe, H. D. (2017). Upper Cretaceous (Campanian) Ozan and Annona Chalks in Caddo–Pine Island Field, Northwestern Louisiana: Depositional Setting, Lithofacies, and Nanopore/Micropore Network. *Journal*, *v*, *6*, 73-91.

Leckie, D. (1988). Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Research*, *58*(4), 607-622.

Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Vanneau, A. A., & Banner, J. (1999). Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, early Cretaceous, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, *111*(7), 1010-1029.

Lehrmann, D. J., Yang, W., Sickmann, Z. T., Ferrill, D. A., McGinnis, R. N., Morris, A. P., & Gulliver, K. D. (2019). Controls on sedimentation and cyclicity of the Boquillas and equivalent Eagle Ford Formation from detailed outcrop studies of western and central Texas, USA. *Journal of Sedimentary Research*, *89*(7), 629-653.

Lin, W., & Bhattacharya, J. P. (2020). Depositional facies and the sequence stratigraphic control of a mixed-process influenced clastic wedge in the Cretaceous Western Interior Seaway: the gallup system, New Mexico, USA. *Sedimentology*, *67*(2), 920-950.

Lock, B. E., Peschier, L., & Whitcomb, N. (2010). The Eagle Ford (Boquillas Formation) of Val Verde County, Texas—A Window on the South Texas Play.

Locklair, R., Sageman, B., & Lerman, A. (2011). Marine carbon burial flux and the carbon isotope record of Late Cretaceous (Coniacian–Santonian) Oceanic Anoxic Event III. *Sedimentary Geology*, *235*(1-2), 38-49.

Loucks, R. G. (2018a). Eagle Ford—a depositional setting and processes in southwestern Texas: An example of deeper-water, below-storm-wave-base carbonate sedimentations on a drowned shelf. *GCAGS Journal*, *7*, 59-78.

Loucks, R. G. (2018b). Eagle Ford—a depositional setting and processes in southwestern Texas: An example of deeper-water, below-storm-wave-base carbonate sedimentations on a drowned shelf. *GCAGS Journal*, *7*, 59-78.

Loucks, R. G., Larson, T. E., Zheng, C. Y., Zahm, C. K., Ko, L. T., Sivil, J. E., Sheng, P., Ruppel, S. S., & Ambrose, W. A. (2020). Geologic characterization of the type cored section for the Upper Cretaceous Austin Chalk Group in southern Texas: A combination fractured and unconventional reservoir. *AAPG Bulletin*, *104*(10), 2209-2245.

Loucks, R. G., Reed, R. M., Ko, L. T., Zahm, C. K., & Larson, T. E. (2021). Micropetrographic characterization of a siliciclastic-rich chalk; Upper Cretaceous Austin Chalk Group along the onshore northern Gulf of Mexico, USA. *Sedimentary Geology*, *412*, 105821.

Loucks, R. G., Reed, R. M., Ko, L. T., Zahm, C. K., & Larson, T. E. (2021). Micropetrographic characterization of a siliciclastic-rich chalk; Upper Cretaceous Austin Chalk Group along the onshore northern Gulf of Mexico, USA. *Sedimentary Geology*, *412*, 105821.



Lowery, C. M., & Leckie, R. M. (2017). Biostratigraphy of the Cenomanian–Turonian Eagle Ford Shale of south Texas. *Journal of Foraminiferal Research*, 47(2), 105-128.

Lowery, C. M., Corbett, M. J., Leckie, R. M., Watkins, D., Romero, A. M., & Pramudito, A. (2014). Foraminiferal and nannofossil paleoecology and paleoceanography of the Cenomanian–Turonian Eagle Ford Shale of southern Texas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 413, 49-65.

Lucas, S. G., Krainer, K., Spielmann, J. A., & Durney, K. (2010). Cretaceous stratigraphy, paleontology, petrography, depositional environments, and cycle stratigraphy at Cerro de Cristo Rey, Doña Ana County, New Mexico. *New Mexico Geology*, 32(4), 103-130.

Luciani, V., & 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.

Ma, C., Meyers, S. R., & Sageman, B. B. (2019). Testing Late Cretaceous astronomical solutions in a 15 million year astrochronologic record from North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 513, 1-11.

MacEachern, J. A., Pemberton, S. G., Gingras, M. K., & Bann, K. L. (2007). The ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective. In *Trace fossils* (pp. 52-77). Elsevier.

Mansour, A., & Wagreich, M. (2022). Earth system changes during the cooling greenhouse phase of the Late Cretaceous: Coniacian-Santonian OAE3 subevents and fundamental variations in organic carbon deposition. *Earth-Science Reviews*, 229, 104022.

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

McAllister*, R. T., Taylor, K. G., & Garcia-Fresca, B. (2015, July). Diagenetic evolution of the Eagle Ford Formation, SW Texas: Impacts upon reservoir quality and rock properties. In *Unconventional Resources Technology Conference, San Antonio, Texas, 20-22 July 2015* (pp. 2793-2804). Society of Exploration Geophysicists, American Association of Petroleum Geologists, Society of Petroleum Engineers.

Meyer, M. J., Donovan, A. D., & Pope, M. C. (2021). Depositional environment and source rock quality of the Woodbine and Eagle Ford Groups, southern East Texas (Brazos) Basin: An integrated geochemical, sequence stratigraphic, and petrographic approach. *AAPG Bulletin*, 105(4), 809-843.

Mitchell, S. F., Paul, C. R. C., & Gale, A. S. (1996). Carbon isotopes and sequence stratigraphy. *Geological Society, London, Special Publications*, 104(1), 11-24.

Miller, K. G. (2009). Broken greenhouse windows. *Nature Geoscience*, 2(7), 465-466.

Mills, P. C. (1983). Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures—a review. *Sedimentary Geology*, 35(2), 83-104.



Minisini, D., Eldrett, J., Bergman, S. C., & Forkner, R. (2018). Chronostratigraphic framework and depositional environments in the organic-rich, mudstone-dominated Eagle Ford Group, Texas, USA. *Sedimentology*, 65(5), 1520-1557.

Mort, H. P., Adatte, T., Keller, G., Bartels, D., Föllmi, K. B., Steinmann, P., Berner, Z., & 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.

Muir, J. M. (1936). Geology of the Tampico region Mexico. American association of petroleum geologists.

Ortega-Lucach, S., Gutierrez-Caminero, L., Torres-Vargas, R., & Murillo-Muñeton, G. (2018, July). Geochemical Characterization of the Eagle Ford Formation in Northeast Mexico. In SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference (p. D013S007R004). URTEC.

Owen, D. (1996). Interbasinal correlation of the Cenomanian stage; testing the lateral continuity of sequence boundaries. *Geological Society, London, Special Publications*, 104(1), 269-293.

Navarro-Ramirez, J. P., Bodin, S., & Immenhauser, A. (2016). Ongoing Cenomanian–Turonian heterozoan carbonate production in the neritic settings of Peru. *Sedimentary Geology*, 331, 78-93.

Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. *The Journal of Geology*, 97(2), 129-147.

Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. *The Journal of Geology*, 97(2), 129-147.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.

O'Brien, N. R. (1996). Shale lamination and sedimentary processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 116(1), 23-36.

Owen, D. (1996). Interbasinal correlation of the Cenomanian stage; testing the lateral continuity of sequence boundaries. *Geological Society, London, Special Publications*, 104(1), 269-293.

Owen, G. (2003). Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1), 21-34.

Passchier, S., & Kleinhans, M. G. (2005). Observations of sand waves, megaripples, and hummocks in the Dutch coastal area and their relation to currents and combined flow conditions. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(F4).

Pearce, M. A. (2018). Additional new organic-walled dinoflagellate cysts from two onshore UK Chalk boreholes. *Journal of Micropalaeontology*, 37(1), 73-86.

Phelps, R. M., Kerans, C., Da-Gama, R. O., Jeremiah, J., Hull, D., & Loucks, R. G. (2015). Response and recovery of the Comanche carbonate platform surrounding multiple Cretaceous oceanic anoxic events, northern Gulf of Mexico. *Cretaceous Research*, 54, 117-144.



Pohl, A., Ridgwell, A., Stockey, R. G., Thomazo, C., Keane, A., Vennin, E., & Scotese, C. R. (2022). Continental configuration controls ocean oxygenation during the Phanerozoic. *Nature*, 608(7923), 523-527.

Polteau, S., Hendriks, B.W., Planke, S., Ganerød, M., Corfu, F., Faleide, J.I., Midtkandal, I., Svensen, H.S., Myklebust, R. (2016). The Early Cretaceous Barents Sea sill complex: distribution, Ar/39Ar geochronology, and implications for carbon gas formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 441, 83–95.

Pope, M., Wehner, M., Peavey, E., Conte, R., Tice, M., & Donovan, A. (2017, July). Surface to subsurface correlation of Eagle Ford equivalent strata from west to south Texas. In *SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference*. OnePetro.

Püttmann, T., Linnert, C., Dölling, B., & Mutterlose, J. (2018). Deciphering Late Cretaceous (Cenomanian to Campanian) coastline dynamics in the southwestern Münsterland (northwest Germany) by using calcareous nannofossils: Eustasy vs local tectonics. *Cretaceous Research*, 87, 174-184.

Reaser, D. F., Robinson, W. C., & Scott, R. W. (2003). Cretaceous Buda Limestone in west Texas and northern Mexico. *Cretaceous stratigraphy and paleoecology, Texas and Mexico: Perkins Memorial volume, GCSSEPM Foundation, Special Publications in Geology*, 1, 337-373.

Richardt, N., & Wilmsen, M. (2012). Lower Upper Cretaceous standard section of the southern Münsterland (NW Germany): carbon stable-isotopes and sequence stratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy*, 45(1), 1.

Robaszynski, F., Zagrarni, M. F., Caron, M., & Amedro, 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.

Roberts, D. G., Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S., & Bjørnseth, H. M. (1999). Palaeozoic to Tertiary rift and basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay—a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier. In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series* (Vol. 5, No. 1, pp. 7-40). The Geological Society of London.

Sanders, J. E. (1960). Origin of convoluted laminae. *Geological Magazine*, 97(5), 409-421.

Scaife, J. D., Ruhl, M., Dickson, A. J., Mather, T. A., Jenkyns, H. C., Percival, L. M. E., Hesselbo, S. P., Cartwright, S., Eldrett, J. S., Bergman, S. C., & Minisini, D. (2017). Sedimentary mercury enrichments as a marker for submarine large igneous province volcanism? Evidence from the Mid-Cenomanian event and Oceanic Anoxic Event 2 (Late Cretaceous). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(12), 4253-4275.

Scarpato Cunha, A. A., & Koutsoukos, E. A. (2002). Time average of black-shale deposition in the late Cenomanian-early Turonian of the southern South Atlantic (DSDP sites 356, 364 and 530 A): a cyclostratigraphic and biostratigraphic approach. *Travaux et Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 156(1), 206-207.



Schieber, J. (2003). Simple gifts and buried treasures—implications of finding bioturbation and erosion surfaces in black shales. *The Sedimentary Record*, 1(2), 4-8.

Schöllhorn, I., Adatte, T., Van de Schootbrugge, B., Houben, A., Charbonnier, G., Janssen, N., & Föllmi, K. B. (2020). Climate and environmental response to the break-up of Pangea during the Early Jurassic (Hettangian-Pliensbachian); the Dorset coast (UK) revisited. *Global and Planetary Change*, 185, 103096.

Seilacher, A. (1967). Bathymetry of trace fossils. *Marine geology*, 5(5-6), 413-428.

Shang, K., Tian, J., Lv, H., Zhang, X., Li, J., & Zhang, Y. (2022). Geochemical Characteristics and the Sedimentary Environment of Lower Cambrian Argillaceous Rocks on the Kongquehe Slope, Tarim Basin, China. *Energies*, 15(15), 5400.

Shumard, B. F. (1860). Observation upon the Cretaceous strata of Texas. *Academy of Science of St. Louis transaction*, 1, 583-590.

Solari, L. A., González-León, C. M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., & Rascón-Heimpel, M. A. (2018). The Proterozoic of NW Mexico revisited: U–Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 845-861.

Sprovieri, M., Sabatino, N., Pelosi, N., Batenburg, S. J., Coccioni, R., Iavarone, M., & Mazzola, S. (2013). Late Cretaceous orbitally-paced carbon isotope stratigraphy from the Bottaccione Gorge (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 379, 81-94.

Stephenson, L. W. (1922). Some Upper Cretaceous shells of the rudistid group from Tamaulipas, Mexico (Vol. 61). US Government Printing Office.

Stephenson, L. W. (1927). Notes on the stratigraphy of the Upper Cretaceous formations of Texas and Arkansas. *AAPG Bulletin*, 11(1), 1-17.

Steuber, T., Rauch, M., Masse, J. P., Graaf, J., & Malkoč, M. (2005). Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. *Nature*, 437(7063), 1341-1344.

Sun, X., Zhang, T., Sun, Y., Milliken, K. L., & Sun, D. (2016). Geochemical evidence of organic matter source input and depositional environments in the lower and upper Eagle Ford Formation, south Texas. *Organic Geochemistry*, 98, 66-81.

Sweere, T. C., Dickson, A. J., Jenkyns, H. C., Porcelli, D., Ruhl, M., Murphy, M. J., Idiz, E., van den Boorn, S. H. J. M., Eldrett, J. S., & Henderson, G. M. (2020). Controls on the Cd-isotope composition of Upper Cretaceous (Cenomanian–Turonian) organic-rich mudrocks from south Texas (Eagle Ford Group). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 287, 251-262.

Takashima, R., Nishi, H., Yamanaka, T., Hayashi, K., Waseda, A., Obuse, A., Tomosugi, T., Deguchi, N., & 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.



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

Texas Railroad Commission. (2023). Eagle Ford Shale. <https://www.rrc.texas.gov/oil-and-gas/major-oil-and-gas-formations/eagle-ford-shale/>

Tinterri, R., Magalhaes, P. M., Tagliaferri, A., & Cunha, R. S. (2016). Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France). *Sedimentary Geology*, 344, 382-407.

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

Uramoto, G. I., Tahara, R., Sekiya, T., & Hirano, H. (2013). Carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter for the Turonian (Upper Cretaceous) in northern Japan: implications for ocean-atmosphere $\delta^{13}\text{C}$ trends during the mid-Cretaceous climatic optimum. *Geosphere*, 9(2), 355-366.

Van de Meene, J. W. H., Boersma, J. R., & Terwindt, J. H. J. (1996). Sedimentary structures of combined flow deposits from the shoreface-connected ridges along the central Dutch coast. *Marine Geology*, 131(3-4), 151-175.

Voigt, S., & Wiese, F. (2000). Evidence for Late Cretaceous (Late Turonian) climate cooling from oxygen-isotope variations and palaeobiogeographic changes in Western and Central Europe. *Journal of the Geological Society*, 157(4), 737-743.

Voigt, S., Aurag, A., Leis, F., & Kaplan, U. (2007). Late Cenomanian to Middle Turonian high-resolution carbon isotope stratigraphy: New data from the Münsterland Cretaceous Basin, Germany. *Earth and planetary science letters*, 253(1-2), 196-210.

Voigt, S., Erbacher, J., Mutterlose, J., Weiss, W., Westerhold, T., Wiese, F., Wilmsen, M., & Wonik, T. (2008). The Cenomanian-Turonian of the Wunstorf section-(North Germany): global stratigraphic reference section and new orbital time scale for Oceanic Anoxic Event 2. *Newsletters in Stratigraphy*, 43(1), 65.

Wagreich, M., & Mansour, A. (2022). The Coniacian-Santonian Oceanic Anoxic Event OAE3-global correlation of subevents. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (pp. EGU22-11382).

Walaszczyk, I., Wood, C. J., Lees, J. A., Peryt, D., Voigt, S., & Wiese, F. (2010). The Salzgitter-Salder quarry (Lower Saxony, Germany) and Słupia Nadbrzeźna river cliff section (Central Poland): a proposed candidate composite global boundary stratotype section and point for the Coniacian stage (upper Cretaceous). *Acta Geologica Polonica*, 60(4), 445-477.

Wehner, M., Tice, M. M., Pope, M. C., Gardner, R., Donovan, A. D., & Staerker, T. S. (2015, July). Anoxic, storm dominated inner carbonate ramp deposition of lower Eagle Ford Formation, west Texas. In *SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference*. OnePetro.



Wendler, I. (2013). A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation. *Earth-Science Reviews*, 126, 116-146.

Wendler, J., Gräfe, K. U., & Willems, H. (2002). Palaeoecology of calcareous dinoflagellate cysts in the mid-Cenomanian Boreal Realm: implications for the reconstruction of palaeoceanography of the NW European shelf sea. *Cretaceous Research*, 23(2), 213-229.

Wendler, I., Wendler, J., Gräfe, K. U., Lehmann, J., & Willems, H. (2009). Turonian to Santonian carbon isotope data from the Tethys Himalaya, southern Tibet. *Cretaceous Research*, 30(4), 961-979.

Wendler, J. E., & Wendler, I. (2016). What drove sea-level fluctuations during the mid-Cretaceous greenhouse climate?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 412-419.

Wiese, F. (2010). Stratigraphic re-assessment of the Seewen Formation in the classic Helvetic key locality "An der Schanz" quarry, Burgberg (Bavarian Alps; Turonian, Coniacian): biostratigraphy and $\delta^{13}\text{C}$ correlations. *Cretaceous Research*, 31(2), 130-146.

Wilmsen, M. (2003). Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian Stage in northern Germany. *Cretaceous Research*, 24(5), 525-568.

Wilmsen, M., Dölling, B., Hiss, M., & Niebuhr, B. (2019). The lower Upper Cretaceous of the southeastern Münsterland Cretaceous Basin, Germany: facies, integrated stratigraphy and inter-basinal correlation. *Facies*, 65, 1-29.

Wilson, J. L. (1986). Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico—a review. *Carbonate Platforms: Facies, Sequences and Evolution*, 235-255.

Wilson, P. A., Norris, R. D., & Cooper, M. J. (2002). Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30(7), 607-610.

Wilson, J. L., & Ward, W. C. (1993). Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico: Chapter 4.

Workman, S. J., & Grammer, G. M. (2013). Integrating depositional facies and sequence stratigraphy in characterizing unconventional reservoirs in the Cretaceous (Cenomanian-Turonian) Eagle Ford Shale, South Texas.

Yakovishina, E. V., Bordunov, S. I., Kopaevich, L. F., Krasnova, E. A., & Natreba, D. A. (2022a). The Boundary of the Turonian and Coniacian of the Northwestern Caucasus. *Moscow University Geology Bulletin*, 77(5), 479-488.

Yakovishina, E. V., Bordunov, S. I., Kopaevich, L. F., Natreba, D. A., & Krasnova, E. A. (2022b). Climatic Fluctuations and Sedimentation Conditions of the Turonian–Coniacian Sediments of the Northwest Caucasus. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 30(3), 147-166.



Zhang, X. (2017). *High Resolution Stratigraphy and Facies Architecture of Buda Formation in Central Texas* (Doctoral dissertation).