



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Caracterización petrográfica y de catodoluminiscencia en
cementos de carbonatos naturalmente fracturados de la
Formación Agua Nueva, al noreste de México**

Tesis que presenta

Irvin González Ruiz

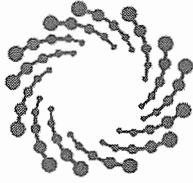
Para obtener el grado de

Maestro en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. Pablo Dávila Harris

San Luis Potosí, S.L.P., enero de 2020



IPICYT

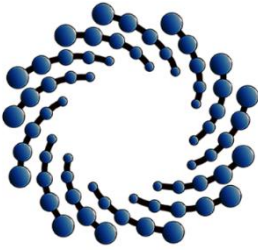
Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "**Caracterización petrográfica y de catodoluminiscencia en cementos de carbonatos naturalmente fracturados de la Formación Agua Nueva, al noreste de México**" presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Irvin González Ruiz** y aprobada el veinticuatro de enero del dos mil veinte por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Pablo Dávila Harris
Director de la tesis

Dra. Nadia Valentina Martínez Villegas
Miembro del Comité Tutorial

Dra. Susanne Hemmes
Miembro del Comité Tutorial

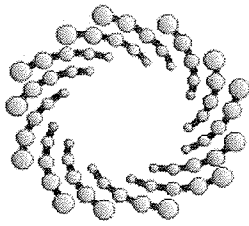


IPICYT

Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en las instalaciones de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., como parte del proyecto CONACYT-SENER no. 0186291 titulado “Proceso de recuperación mejorada con la tecnología de inyección de vapor con aplicación mediante prueba piloto en el campo Ébano-Pánuco-Cacalilao”, bajo la dirección del Dr. Pablo Dávila Harris.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 594860 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 052 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 24 días del mes de enero del año 2020, se reunió a las 12:10 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dra. Nadia Valentina Martínez Villegas	Presidenta	IPICYT
Dr. Aaron James Martin	Secretario	IPICYT
Dr. Pablo Dávila Harris	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Irvin González Ruiz

sobre la Tesis intitulada:

Caracterización petrográfica y de catodoluminiscencia en cementos de carbonatos naturalmente fracturados de la Formación Agua Nueva, al noreste de México

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Pablo Dávila Harris

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 13:27 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 24 días del mes de enero de 2020.


Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



*Dedicado a mi familia,
ustedes son mi motivación*

AGRADECIMIENTOS

Me siento afortunado de tener unos padres y hermanos que siempre me han brindado un apoyo incondicional en todo sentido para alcanzar mi plenitud. Gracias por sostenerme en la tempestad y en momentos de fragilidad e impulsarme a consumir un logro más que, aunque no será el último, sin duda es uno de los más importantes y significativos. Papás, gracias por su confianza y por dárme todo, esperando a cambio únicamente el orgullo de hacer de mí un triunfador. Este logro mío, también es de ustedes.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., (IPICYT), por haberme otorgado una beca y darme la oportunidad de continuar mi formación profesional. Del mismo modo, extiendo mi agradecimiento al aporte por parte del proyecto CONACYT-SENER no. 0186291 “Proceso de recuperación mejorada con la tecnología de inyección de vapor con aplicación mediante prueba piloto en el campo Ébano-Pánuco-Cacalilao”, al cual está adherido el presente trabajo de tesis.

Dr. Pablo Dávila Harris, agradezco profundamente su compromiso y asesoría en cada una de las revisiones y sugerencias con la finalidad de conseguir el máximo desempeño de esta investigación. Gracias por no soltarme en el camino y por su entera comprensión en situaciones críticas. Por su tiempo, disposición y enseñanzas, gracias.

A la Dra. Nadia Valentina Martínez Villegas y a la Dra. Susanne Hemes, integrantes del comité tutorial, agradezco su supervisión, recomendaciones e intercambio de ideas, lo cual sin duda contribuyó para mejorar durante el proceso, dándole seguimiento hasta su culminación. Asimismo, agradezco al Dr. Aaron James Martin por aportar valiosos comentarios que fortalecieron el contenido.

Gracias al Dr. Gilles Levresse, a los técnicos responsables de los laboratorios de Petrografía y LINAN, en IPICYT, y demás colaboradores, por su amabilidad y atención al enseñarme a utilizar los diferentes equipos y facilitar las herramientas necesarias, transmitiendo parte de su vasto conocimiento.

Karen, gracias por ser siempre la mejor compañía y por las lecciones aprendidas, por hacerme crecer y motivarme cada día.

CONTENIDO

CONSTANCIA DE APROBACIÓN DE LA TESIS.....	ii
CRÉDITOS INSTITUCIONALES.....	iii
ACTA DE EXAMEN.....	iv
DEDICATORIA.....	v
AGRADECIMIENTOS.....	vi
LISTA DE FIGURAS.....	x
LISTA DE TABLAS.....	xv
RESUMEN.....	xvi
ABSTRACT.....	xvii
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES.....	1
1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 HIPÓTESIS.....	3
1.3 OBJETIVOS.....	3
1.3.1 Objetivo general.....	3
1.3.2 Objetivos específicos.....	3
1.4 LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	4
1.5 METODOLOGÍA.....	5
CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	9
2.1 INTRODUCCIÓN.....	9
2.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL NORESTE MEXICANO.....	9
2.2.1 Origen del rift y apertura del Golfo de México.....	10
2.2.2 Margen pasivo y subsidencia del Golfo de México.....	13
2.2.3 Evento orogénico Laramídico.....	15
2.2.4 Sedimentación durante el Cenozoico.....	16
2.3 SIERRA MADRE ORIENTAL.....	17
2.3.1 Esquema estructural y tectónico.....	19
2.4 CUENCA TAMPICO-MISANTLA.....	21
2.4.1 Introducción.....	21
2.4.2 Sedimentación y estratigrafía.....	22
2.4.3 Sistema petrolero.....	25
2.5 FORMACIÓN AGUA NUEVA.....	27
2.5.1 Introducción.....	27
2.5.2 Características estratigráficas y litológicas.....	28
2.5.3 Microfacies y fósiles.....	29
2.5.4 Ambiente de depósito.....	29
2.6 RECAPITULACIÓN.....	30
CAPÍTULO 3. DIAGÉNESIS DE CARBONATOS Y YNF.....	32
3.1 DIAGÉNESIS DE CARBONATOS.....	33
3.1.1 Introducción.....	33
3.1.2 Ambientes de diagénesis de carbonatos.....	34
3.1.3 Diagénesis en el ambiente del fondo marino.....	36

3.1.4	Diagénesis en el ambiente meteórico.....	40
3.1.5	Diagénesis en el ambiente de enterramiento profundo.....	42
3.2	YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.....	49
3.2.1	Introducción.....	49
3.2.2	Clasificación.....	50
3.2.3	Fracturas naturales.....	51
3.2.4	Microfracturas.....	56
	 CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA.....	 66
4.1	INTRODUCCIÓN.....	66
4.2	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DE MUESTRAS DE MANO.....	66
4.2.1	Metodología.....	67
4.3	ANÁLISIS PETROGRÁFICO.....	68
4.3.1	Fundamentos del método.....	68
4.3.2	Metodología.....	68
4.4	ANÁLISIS DE CATODOLUMINISCENCIA.....	71
4.4.1	Fundamentos del método.....	71
4.4.2	Aplicaciones.....	72
4.4.3	Metodología.....	73
4.5	MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO.....	76
4.5.1	Fundamentos del método.....	76
4.5.2	Metodología.....	80
	 CAPÍTULO 5. RESULTADOS.....	 83
5.1	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DE MUESTRAS DE MANO.....	83
5.1.1	Caseta Pitahaya.....	84
5.1.2	La Fortuna.....	84
5.1.3	Poxtla, Xilitla.....	85
5.1.4	Tambaca.....	86
5.1.5	Altamira.....	86
5.1.6	Ébano.....	88
5.2	ANÁLISIS PETROGRÁFICO.....	89
5.2.1	Caseta Pitahaya.....	89
5.2.2	La Fortuna.....	92
5.2.3	Poxtla, Xilitla.....	93
5.2.4	Tambaca.....	96
5.2.5	Altamira.....	98
5.2.6	Ébano.....	102
5.3	ANÁLISIS DE CATODOLUMINISCENCIA.....	105
5.3.1	Tipos, texturas y luminiscencia de la calcita.....	105
5.3.2	Porosidad: sistemas y procesos.....	106
5.3.3	Imágenes de microestructura.....	109
5.4	MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO.....	114
5.4.1	Textura y composición matricial y de cementos.....	114
5.4.2	Porosidad y microestructura.....	119
5.4.3	Minerales accesorios.....	122

CAPÍTULO 6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN.....	127
6.1 IMPORTANCIA DE LOS MICROFÓSILES Y LA OXIGENACIÓN.....	127
6.2 ASOCIACIÓN MICROFAUNÍSTICA DE LA FORMACIÓN AGUA NUEVA.....	128
6.2.1 Foraminíferos planctónicos.....	128
6.2.2 Radiolarios y espículas.....	129
6.2.3 Calciesferas.....	130
6.3 MICROFACIES ESTÁNDAR (SMF) Y ZONA DE FACIES (FZ).....	130
6.4 INTENSIDAD Y DISTRIBUCIÓN DEL FRACTURAMIENTO.....	132
6.5 MICROESTRUCTURAS CARACTERÍSTICAS.....	134
6.6 PROCESOS DIAGENÉTICOS INVOLUCRADOS.....	135
6.7 APOORTE DE LA CL PARA INTERPRETAR AMBIENTES DIAGENÉTICOS.....	136
6.7.1 Asociación entre la catodoluminiscencia y la temperatura.....	136
6.8 HETEROGENEIDAD EN CATODOLUMINISCENCIA.....	137
6.9 HISTORIA DIAGENÉTICA Y SECUENCIA DE CEMENTOS CARBONATADOS.....	139
6.10 ASOCIACIÓN DE CATODOLUMINISCENCIA CON SEM-EDS.....	141
6.11 MANEJO DE INCERTIDUMBRE.....	142
6.12 LIMITACIONES DE LA METODOLOGÍA.....	143
6.13 IMPLICACIONES EN YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.....	143
CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES.....	145
GLOSARIO.....	148
BIBLIOGRAFÍA.....	150
APÉNDICE A.....	163
APÉNDICE B.....	164

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio. La sección esquematiza los sitios de afloramiento y pozos.....	5
Figura 1.2. Verificación y conteo de láminas delgadas y muestras de mano disponibles en rocas de afloramientos y pozos de la Formación Agua Nueva.....	6
Figura 1.3. Diagrama de la metodología utilizada.....	8
Figura 2.1. Apertura del Golfo de México, margen activo en el Triásico-Jurásico Medio. Se observan las fosas tectónicas generadas durante dicha apertura.....	10
Figura 2.2. Paleogeografía del Triásico Superior en el área del Golfo de México. Se esquematiza la ubicación de <i>horsts</i> y lechos rojos.....	11
Figura 2.3. Paleogeografía del Golfo de México en el Jurásico Medio. Distribución actual de afloramientos de sal en el fondo marino depositados durante el Calloviano.....	12
Figura 2.4. Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca. Su forma de arco apoyó el deslizamiento lateral del bloque de Yucatán durante el Jurásico Medio.....	13
Figura 2.5. Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. Extensa distribución de sedimentos carbonatados.....	14
Figura 2.6. Reconstrucción paleogeográfica del noreste de México para el Cenomaniano-Turoniano, en donde se ubica el área de estudio.....	15
Figura 2.7. Paleogeografía del Eoceno tardío cuando se inició el relleno por sedimentos de las cuencas de antepaís: Cuenca de Parras-San Carlos (CPSC), Cuenca de Tampico-Misantla (CTM) y Cuenca de Veracruz (CV).....	16
Figura 2.8. Principales áreas emergidas en el noreste de México. La SMO se desarrolló posteriormente, a principios del Terciario en la orogenia Laramide.....	17
Figura 2.9. Mapa de la estructura de Norteamérica que muestra las propiedades tectónicas del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano de la SMO.....	19
Figura 2.10. Sistema de fallas y frente tectónico de la SMO, limitada al oriente por una falla de empuje.....	20
Figura 2.11. Localización de la Cuenca Tampico-Misantla.....	21
Figura 2.12. Sección transversal de la Cuenca Tampico-Misantla.....	22
Figura 2.13. Características estratigráficas regionales de la Cuenca Tampico-Misantla.....	23
Figura 2.14. Extensas plataformas carbonatadas depositadas a lo largo del Cretácico.....	25
Figura 2.15. Modelo conceptual del sistema petrolero del Cretácico Superior.....	27
Figura 2.16. <i>Inoceramus labiatus</i> pertenecientes a la Formación Agua Nueva.....	28
Figura 2.17. Muestras de afloramiento de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.....	29
Figura 2.18. Esquema que representa el ambiente marino de depósito de la Fm. Agua Nueva.....	30
Figura 3.1. Ambientes principales en los que se producen modificaciones postdeposicionales de sedimentos carbonatados. Además, se indican los procesos gobernantes que operan en cada dominio diagenético.....	35
Figura 3.2. Diagramas generalizados que muestran variaciones en la temperatura del agua con respecto a la profundidad, y las posiciones relativas de las lisoclinas de aragonita y calcita y sus profundidades de compensación, donde PCA = Profundidad de Compensación de Aragonita, PCC = Profundidad de Compensación de Calcita. Las zonas principales de la diagénesis en el ambiente del fondo marino se trazan a la derecha.....	38
Figura 3.3. Sitios principales de cementación de carbonatos en el ambiente del fondo marino.....	39
Figura 3.4. Principales tipos de cementos que se forman en las rocas carbonatadas del ambiente diagenético del fondo marino.....	40

Figura 3.5. Principales tipos de cementos que se forman en las rocas carbonatadas del ambiente diagenético meteórico, los cuales están compuestos predominantemente de calcita. Los cementos menisco, colgante y envoltura de micrita pertenecen a la zona vadosa, mientras que el resto están presentes en la zona freática.....	42
Figura 3.6. Efectos de la compactación física en los sedimentos.....	45
Figura 3.7. Representación esquemática de los principales tipos de cementos que se forman en las rocas carbonatadas del ambiente diagenético de enterramiento profundo. Los cementos analizados mediante imágenes de catodoluminiscencia pueden mostrar luminiscencia de bandas que van desde no luminiscentes a brillantes y opacas. Estas bandas reflejan diferencias en el contenido de Fe y Mn que pueden indicar diferentes generaciones de cemento.....	46
Figura 3.8. Cemento poiquilótópico rellenando poros intergranulares. Los cristales del cemento muestran líneas de exfoliación muy bien definidas.....	46
Figura 3.9. Esquema que sintetiza los procesos diagenéticos en carbonatos marinos.....	48
Figura 3.10. Esquema de clasificación de los yacimientos naturalmente fracturados. La mayoría de los yacimientos tipo G corresponden o se aproximan a la clasificación tipo 2.....	51
Figura 3.11. Principales tipos de fracturas.....	53
Figura 3.12. El diagrama indica los esfuerzos principales y su fracturamiento resultante. Las fracturas de extensión se forman paralelas a σ_1 y σ_2 , mientras que las fracturas de cizalla son paralelas a σ_2	54
Figura 3.13. Diaclasas conjugadas en una caliza. Se observa la geometría en tres dimensiones de dos familias (<i>sets</i>) con direcciones que se cruzan entre sí. La meteorización se intensifica a lo largo de las superficies de fractura.....	55
Figura 3.14. Sección transversal de estilolitas. Las estilolitas son rasgos diagenéticos que presentan un aspecto similar a una costura en zigzag y normalmente inhiben la circulación de fluidos en el subsuelo.....	56
Figura 3.15. Se ilustran dos formas de sellado en las fracturas de apertura.....	58
Figura 3.16. Microfracturas selladas visualizadas mediante SEM y CL.....	59
Figura 3.17. Clasificación de las formas de los cristales.....	60
Figura 3.18. Puentes minerales que atraviesan fracturamiento parcialmente abierto.....	61
Figura 3.19. Apertura de fracturas reconstruida y formación de puentes de mineral, relleno de fracturas y fracturas superpuestas. De estado restaurado (1) a estado actual (10). La imagen 10 ha sido obtenida mediante CL. El set A de microfracturas es representado en las imágenes del 1 al 8. Solo se muestran cinco pasos de al menos 40 incrementos de apertura en la formación del puente mineral.....	62
Figura 3.20. Características asociadas con el mecanismo <i>crack-seal</i> . Los rastros de inclusión (R_n) son una serie de fragmentos de grano paralelos a la dirección de desplazamiento. Los fragmentos de diferentes granos definen bandas de inclusión, que están dispuestas perpendicularmente a la dirección de desplazamiento y que se formaron durante el mismo paso de crecimiento.....	63
Figura 3.21. Puentes de cristales minerales con vestigios de textura <i>crack-seal</i> , visualizados mediante CL.....	64
Figura 4.1. Microscopio binocular Nikon SMZ800N y lupa manual tipo gota con iluminación uniforme, proporcionados por el Laboratorio de Petrografía en IPICYT.....	67
Figura 4.2. Microscopio petrográfico Nikon Eclipse Ci-POL de luz polarizada con cámara DS-Fi2 integrada, ubicado en el Laboratorio de Petrografía en IPICYT.....	70

Figura 4.3. Microscopio binocular Olympus SZX12 de luz polarizada simple con cámara Sony A5000 integrada y equipo Reliotron con platina de CL y bomba de vacío, ubicados en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales en CGEO, UNAM (Querétaro).....	74
Figura 4.4. Partes de la platina Reliotron de CL. Mediante una descarga catódica (originada en el interior de la pistola) se crea un haz de electrones que pasa a través de la bobina y se focaliza. Esta bobina aumenta o disminuye el diámetro del haz. Los magnetos deflectores son utilizados para desplazar libremente el haz de electrones dependiendo del área que se desea iluminar.....	75
Figura 4.5. Composición de la estructura interna del SEM-EDS.....	77
Figura 4.6. Interacción entre los electrones incidentes y los átomos de la muestra, produciendo electrones secundarios (SE). Sólo se liberan los electrones secundarios generados durante la entrada de los electrones incidentes (SE_I) o durante su salida (SE_{II}) en los primeros nanómetros por debajo de la superficie, el resto es absorbido por la muestra. Dentro de la muestra se observa una trayectoria en zig-zag por parte de los electrones incidentes, los cuales pueden ser reflejados (electrones retrodispersados) o absorbidos.....	78
Figura 4.7. Espectro de rayos X obtenido por SEM-EDS en donde se representa el espectro característico de sus elementos presentes (Ca, Fe, S, Si, C, O) montado sobre el espectro continuo generado por la radiación de frenado (espectro plano del fondo).....	80
Figura 4.8. Equipo SEM Quanta 200 (ESEM) marca FEI ubicado en el LINAN, IPICYT.....	81
Figura 5.1. Ubicación geográfica de los sitios de interés.....	83
Figura 5.2. Bandas centimétricas de pedernal negro en calizas arcillosas. El escalímetro muestra 10 cm.....	84
Figura 5.3. Muestras de la Formación Agua Nueva en la localidad La Fortuna. El escalímetro muestra 10 cm.....	85
Figura 5.4. Muestra de mano del afloramiento de Poxtla, Xilitla que exhibe cristales bien desarrollados de calcita en fractura. Escalímetro a 5 cm.....	85
Figura 5.5. Muestra de la Formación Agua Nueva en la localidad de Tambaca.....	86
Figura 5.6. Muestra de núcleo de un pozo ubicado en Altamira, Tamaulipas, extraído a 450 metros de profundidad. A escala milimétrica, se observa que el fracturamiento dominante está sellado por calcita.....	87
Figura 5.7. Muestra de núcleo de la Formación Agua Nueva, extraída a 453 metros de profundidad del pozo Altamira 1029D. La imagen de la derecha se ha logrado mediante un microscopio binocular, observándose que la fractura principal se encuentra parcialmente abierta y con calcita en sus paredes.....	87
Figura 5.8. Muestra de núcleo observada con microscopio binocular, perteneciente a la Formación Agua Nueva, extraída a 611 metros de profundidad del pozo Ébano 1053H.....	88
Figura 5.9. Muestra de núcleo del pozo Ébano 1077H donde se tiene contacto con la Formación Agua Nueva a 433 metros de profundidad. No es posible distinguir fracturamiento incluso cuando se visualiza bajo el microscopio binocular.....	89
Figura 5.10. Fotomicrografías pertenecientes a la Formación Agua Nueva en la localidad de Caseta Pitahaya, en S.L.P.....	90
Figura 5.11. Fotomicrografías de láminas delgadas de Caseta Pitahaya.....	91
Figura 5.12. Fotomicrografías de láminas delgadas de La Fortuna.....	93
Figura 5.13. Fotomicrografías de láminas delgadas de la Formación Agua Nueva en Poxtla, Xilitla.....	94
Figura 5.14. Fotomicrografías mostrando las fracturas presentes en Poxtla, Xilitla.....	95
Figura 5.15. Fotomicrografías de láminas delgadas del afloramiento de Poxtla, Xilitla.....	96

Figura 5.16. Fotomicrografías del contenido de bioclastos en matriz micrítica presente en el afloramiento de Tambaca.....	97
Figura 5.17. Fotomicrografías del fracturamiento sellado por calcita en Tambaca.....	98
Figura 5.18. Fotomicrografías de láminas delgadas de la Formación Agua Nueva en el pozo Altamira 1029D.....	100
Figura 5.19. Fracturamiento de la Formación Agua Nueva en Altamira.....	100
Figura 5.20. <i>Mudstone</i> con bioclastos en una matriz micrítica teñida.....	101
Figura 5.21. Fotomicrografías que muestran la disseminación de óxidos de hierro en láminas delgadas de Altamira.....	101
Figura 5.22. Fotomicrografías de la matriz micrítica en láminas delgadas de Ébano.....	102
Figura 5.23. Bioclastos con alteración en su estructura esquelética.....	103
Figura 5.24. Contenido de bioclastos rodeados por dendritas en secciones delgadas de Ébano.....	104
Figura 5.25. Fotomicrografías que muestran los patrones de luminiscencia emitidos por los diferentes tipos de calcita. A la izquierda se presentan las láminas en luz natural transmitida y a la derecha en catodoluminiscencia.....	107
Figura 5.26. Lámina mostrando la porosidad primaria, a la izquierda en luz transmitida y a la derecha en CL.....	108
Figura 5.27. Imágenes de fracturas de extensión y estilolitas producidas por eventos de disolución y compresión de la roca.....	109
Figura 5.28. Puentes minerales y tipos de cemento.....	110
Figura 5.29. Diferentes generaciones de cemento esparítico observadas en luz transmitida (izquierda) y en CL (derecha).....	111
Figura 5.30. Fotomicrografías de láminas delgadas que exhiben el proceso de la micritización. A lado izquierdo son imágenes bajo luz transmitida y al derecho su respuesta en CL.....	112
Figura 5.31. Dendritas membranosas.....	113
Figura 5.32. Fotomicrografías de una lámina delgada de Caseta Pitahaya analizada mediante SEM-EDS.....	115
Figura 5.33. Mapeo químico que revela la distribución espacial de los componentes en la muestra evidenciando cambios composicionales. Se observa el despliegue de seis imágenes en donde los colores nos permiten ubicar cada uno de los elementos, proporcionando un estimado visual de su abundancia. El calcio (Ca) y el oxígeno (O) predominan y están homogéneamente distribuidos. El silicio (Si) y aluminio (Al) se concentran en las zonas pertenecientes a la matriz, resaltando espacios oscuros por su ausencia en las microfracturas.....	116
Figura 5.34. Fotomicrografía de una lámina delgada de Tambaca analizada mediante SEM-EDS..	116
Figura 5.35. Mapeo químico realizado a la muestra de la figura 5.34A. Aunque el calcio (Ca) se distribuye de manera similar por toda la muestra, se observa una concentración ligeramente mayor en las zonas correspondientes a las microfracturas, esto es debido al mayor tamaño de los cristales calcínicos que conforman el cemento precipitado. El silicio (Si) se congrega en la masa matricial, permitiendo diferenciar claramente el recorrido continuo del fracturamiento.....	117
Figura 5.36. Lámina de Altamira analizada mediante SEM-EDS.....	118
Figura 5.37. Fotomicrografías de Caseta Pitahaya analizadas por SEM-EDS que muestran los sistemas porosos de la roca.....	119
Figura 5.38. Mapeo químico realizado a la muestra de la figura 5.37B para visualizar la distribución espacial de los componentes. El carbono (C) resalta la zona de la porosidad vugular “P3” debido a que se encuentra inherente en los componentes del pegamento de la muestra. El silicio (Si) y parte del aluminio (Al) destacan las áreas micríticas.....	120

Figura 5.39. Imágenes SEM de estilolitas con colapsos geopetales de sedimentos.....	120
Figura 5.40. Fotomicrografías SEM de láminas delgadas que exhiben porosidad.....	121
Figura 5.41. Fotomicrografías obtenidas con SEM (izquierda) y espectros EDS (derecha) de los minerales accesorios encontrados.....	123
Figura 5.42. Imágenes obtenidas mediante SEM-EDS y mapeo químico compuesto por el despliegue de seis bloques en donde se observa la distribución espacial de los elementos involucrados en una muestra de Altamira. Los colores indican cambios composicionales, evidenciando que los elementos de bario (Ba), azufre (S) y oxígeno (O) constituyen al cristal de barita ($BaSO_4$) alojado en la porosidad vugular de la roca.....	124
Figura 5.43. Imágenes SEM-EDS y mapeo composicional de una muestra perteneciente al afloramiento de Poxtla. Los elementos de bario (Ba) y azufre (S) responden positivamente al análisis justo en la zona donde se encuentra el mineral accesorio, observándose una concentración ligeramente mayor de oxígeno (O) en dicho punto. La composición química del cristal corresponde al mineral barita ($BaSO_4$), el cual se encuentra agregado en una fractura rellena de cemento esparítico.....	125
Figura 6.1. Modelo para la clasificación de zonas de facies (FZ) y microfacies estándar (SMF) propuestas por Wilson, 1975.....	131
Figura 6.2. Esquema comparativo de la variación en la intensidad de fracturamiento y contenido microfaunístico con respecto a la profundidad en las rocas de los campos Altamira y Ébano...	133
Figura 6.3. Relación entre el contenido en Mn y Fe y la intensidad y el color de la luminiscencia en los cementos calcáreos esparíticos. Los campos de luminiscencia delineados son los propuestos por Machel <i>et. al</i> (1991), en su recopilación de análisis publicados; las líneas punteadas indican límites poco definidos.....	138
Figura 6.4. Secuencia de eventos diagenéticos propuesta de la Formación Agua Nueva.....	140
Figura 6.5. Correlación de la composición matricial y de cementos en rocas de afloramiento y pozo.....	142

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.1. Disponibilidad de datos por localidad.....	6
Tabla 3.1. Clasificación de los tipos de yacimientos naturalmente fracturados.....	50
Tabla 4.1. Distribución de láminas delgadas existentes en cada una de las localidades.....	69
Tabla 5.1. Resumen de los resultados obtenidos por localidad en el Análisis Petrográfico.....	104
Tabla 5.2. Resultados obtenidos de los tipos de calcita y sus propiedades en catodoluminiscencia...	113
Tabla 5.3. Resumen de los datos obtenidos en la microscopía electrónica de barrido (SEM).....	126
Tabla 6.1. Relación de los ambientes marinos con su contenido de oxígeno disuelto.....	127
Tabla 6.2. Relación entre la SMF y sus FZ correspondientes.....	131
Tabla 6.3. Parámetros de la relación Fe/Mn y su luminiscencia resultante.....	138

RESUMEN

Los yacimientos naturalmente fracturados (YNF), dependientes de la porosidad secundaria por su naturaleza carbonatada, representan un reto para el estudio de procesos de flujo, por lo cual resulta interesante profundizar en las propiedades de cementación durante las distintas etapas de diagénesis y observar los fluidos que se desplazan a través del microfracturamiento presente. Este estudio se basa en el análisis de litologías de la Formación Agua Nueva (FAN: Cretácico Superior, Turoniano), la cual está constituida por estratos de calizas y margas, volviéndose más arcillosa hacia su parte superior; al norte de la Cuenca Tampico-Misantla (CTM), representa parte de un reservorio de aceites pesados. Existen diversos estudios de su bioestratigrafía, facies y sedimentología, pero no se ha establecido a detalle el proceso diagenético con base al análisis de sus episodios de cementación. Hoy en día, los hidrocarburos hospedados en la FAN se consideran aceites pesados en YNF carbonatados, donde las reservas de aceite se encuentran en un sistema complejo de microfracturas que alimenta los pozos activos de campos maduros de la CTM.

Este estudio incluye muestras de afloramientos que se han empleado como análogos a los núcleos de los yacimientos productores, con la finalidad de comparar sus propiedades y correlacionarlos. Para ello, se analizaron muestras de 6 localidades y, mediante un análisis petrográfico, se definieron los rasgos texturales, mineralógicos, paleontológicos y de fracturamiento. Adicionalmente, con catodoluminiscencia (CL) se observaron posibles variaciones en la composición química de la roca para estimar diferentes generaciones de cementación mineral. Para determinar la composición cualitativa y semicuantitativa de los elementos que forman la roca, se utilizó el microscopio electrónico de barrido con espectroscopía de dispersión de rayos-X (SEM-EDS).

Los resultados indican que las rocas de afloramiento comprenden *wackestone*, mientras que las de pozo varían entre *mudstone/wackestone*. Tienen un alto contenido de bioclastos, destacando foraminíferos planctónicos pelágicos. El microfracturamiento es variado y se encuentra sellado por lodo esparítico, además de observarse remanentes de kerógeno diseminado en zonas cercanas al fracturamiento. Estas características microfaciales corresponden a un paleoambiente de sedimentación de plataforma de mar abierto y cuenca de agua profunda con sedimentación lenta. Según los resultados de CL, la mayoría de los cristales esparíticos manifestaron secuencias del tipo amarillo-naranja brillante y rojo oscuro mate, poco luminiscente. La textura cristalina varía de xenotópica a hipidotópica, cuyos minerales son poco facetados, anhedrales y subhedrales. La sucesión de cementos muestra la presencia de dos pulsos diagenéticos (esparita sincinemática y postcinemática). El cemento sincinemático está compuesto por calcita magnesiana, mientras que el postcinemático se forma de calcita baja en magnesio. La porosidad intergranular es escasa y se detectaron minerales accesorios de barita y piritita alojados en los sistemas porosos.

Este tipo de estudios, que caracterizan los canales de flujo en rocas carbonatadas de YNF e identifican el contenido presente en la microporosidad, contribuyen a conocer e intersectar aquellas redes de fracturas que contienen hidrocarburos, minimizando costos de explotación.

ABSTRACT

Naturally fractured reservoirs (NFR) are dependent on secondary porosity due to their carbonated nature and represent a challenge for the study of flow processes, so it is interesting to deepen the cementing properties during the different phases of diagenesis and observe the fluids that move through the microporosity. This study is based on the analysis of lithologies from the Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous, Turonian), which consists of limestone and marl beds, becoming more clayey towards the top; in the northern area of the Tampico-Misantla Basin (TMB), it represents part of a mature heavy oil reservoir. There are several studies regarding its biostratigraphy, facies, and sedimentology, but the detailed diagenetic process has not been established based on the analysis of its cementing episodes. Hydrocarbons hosted in the Agua Nueva Formation are considered naturally fractured carbonate and mature reservoirs, where oil reserves are found in a complex system of microfractures, feeding the active wells of the TMB.

This study includes outcrop samples that have been used as analogs to the borehole cores from reservoirs that store the hydrocarbons, in order to compare their properties and correlate them. For this, samples belonging to 6 locations were analyzed and, through a petrographic analysis, the textural, mineralogical, paleontological and fracturing features were defined. Possible variations in the chemical composition of the rock were observed with cathodoluminescence (CL) to estimate different generations of mineral cementation. In order to determine the qualitative and semi-quantitative composition of the elements that form the rock matrix, the Scanning Electron Microscope with X-Ray Energy Dispersive Spectrometer (SEM-EDS) was used.

The results indicate that outcrop analogues comprise wackestone, while borehole cores vary between mudstone/wackestone. They have a high content of bioclasts, especially pelagic planktonic foraminifera. The microfracturing is varied and sealed by sparite mud, with remnants of disseminated kerogen in areas close to the fracturing network. This microfacial model corresponds to a sedimentation paleoenvironment from an open sea platform to a deep water basin with a slow sedimentation rate. According to the CL analysis, sparite crystals showed bright yellow-orange and matt dark red sequences, not very luminescent. The crystalline textures vary from xenotopic to hypidiotopic, whose minerals are poorly faceted, anhedral and subhedral. The succession of cement shows the presence of two diagenetic pulses (synkinematic and postkinematic sparite). The synkinematic cement is composed of magnesium calcite, while the postkinematic is formed of low magnesium calcite. Intergranular porosity was poorly visible and accessory minerals of barite and pyrite hosted in the porous systems were detected.

These types of studies, which characterize the flow systems in carbonate rocks of NFR and identify the content in the microporosity, help to knowing and intersecting those fracture networks that contain hydrocarbons, minimizing operational costs.

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Actualmente, la tasa de producción de los hidrocarburos extraídos de manera convencional ha disminuido considerablemente, motivo por el cual la industria petrolera ha implementado estrategias que involucran métodos no convencionales para su recuperación mejorada, reflejando costos de explotación más elevados (Hirsch, 2005).

Lo anterior ha llevado a profundizar en el estudio de los yacimientos para comprender los procesos geológicos implicados, buscando minimizar la incertidumbre al momento de tomar decisiones. Por ello, los carbonatos de la Formación Agua Nueva (Cretácico Superior, Turoniano) han sido objeto de diversas investigaciones (Santana-Salas, 2012; Blanco-Piñón *et al.*, 2014) en los últimos años debido a que hospedan hidrocarburos, considerándose yacimientos naturalmente fracturados (YNF) en donde las reservas de aceite se encuentran en un sistema complejo de microfracturas y fracturas que alimentan los pozos activos de campos maduros en Ébano y Altamira, ubicados dentro de la Cuenca Tampico-Misantla y los cuales constituyen parte esencial de este trabajo.

Los YNF resultan de gran interés porque son una fuente importante de hidrocarburos a nivel mundial, aportando el 80% de la producción en México (Bratton *et al.*, 2006), como son los Activos Cantarell y Ku-Maloob-Zaap, al sureste mexicano. Este tipo de yacimientos son considerados no convencionales, debido a que sus características geológicas, petrofísicas, productivas y operacionales requieren una atención especial al ser de carácter heterogéneo. Representan un desafío para el estudio de procesos de flujo, ya que aunque las fracturas naturales proveen porosidad secundaria, que incrementa la permeabilidad dentro del yacimiento, en ocasiones funcionan también como barreras que dificultan la circulación de fluidos, por lo cual es conveniente profundizar en las propiedades de cementación durante las distintas etapas de diagénesis y observar qué tipos de fluidos se desplazan a través de la microporosidad y fracturamiento presentes.

Existen tres etapas para extraer el hidrocarburo de cualquier yacimiento petrolero: recuperación primaria, secundaria y mejorada. En la etapa primaria, el medio rocoso tiene na-

turalmente la presión suficiente para movilizar el aceite del poro a la superficie (Rangel, 2012). La segunda etapa ocurre cuando el yacimiento pierde presión como consecuencia de la extracción continua, recurriendo a instalar sistemas artificiales en los pozos o inyectando agua o gas al yacimiento para asistirlo en mantener su presión. En la tercera etapa, el apoyo se enfoca al sistema roca-aceite-agua (Serrano y Zamudio, 2013).

En el caso de los YNF la recuperación primaria es muy baja, del orden del 5% de su volumen original, por lo que se requieren implementar procesos alternativos de producción que permitan incrementar el volumen de recuperación (Farouq *et al.*, 1997). Entre los métodos de recuperación mejorada más estudiados por especialistas en México, para yacimientos maduros, se analizan la inyección de CO₂ (proceso miscible), inyección de surfactantes (proceso químico) y la inyección de vapor (proceso térmico) (Serrano y Zamudio, 2013), existiendo otras técnicas dentro de cada proceso involucrado.

El CO₂ inyectado posee más movilidad que el aceite y tiene baja eficiencia de contacto, resultando soluble en agua. Al disolverse en la salmuera del yacimiento forma ácido carbónico (H₂CO₃) que disuelve los carbonatos de la roca e incrementa su permeabilidad (Chiericci, 1994). Los surfactantes actúan directamente sobre las fuerzas capilares y, al ser adsorbidos en la superficie del poro, hacen que la roca desprenda el aceite residual que se encuentra atrapado en los poros de menor tamaño (Wesson y Harwell, 2000). La inyección de vapor es el método térmico de recuperación más empleado debido a que el agua transporta la mayor cantidad de calor. El calor favorece a la movilidad del aceite, ya que la viscosidad se reduce y contribuye a que la roca desprenda al remanente contenido, el sistema roca-fluido se expande (Latil, 1980), los componentes volátiles se vaporizan y las fracciones pesadas se separan. Sin embargo, aunque esta tecnología facilita la extracción, todos los métodos tienen ciertas desventajas dependiendo de las propiedades del aceite y del yacimiento. La alta viscosidad y densidad del aceite (pesado y extrapesado), la presión actual y temperatura del yacimiento, la salinidad y dureza de las aguas, y la gravedad específica, son las variables más determinantes que entorpecen la eficacia de dichas alternativas.

Por otro lado, debido a que es imposible realizar una caracterización completa de los sistemas de fracturas en los YNF, ya que el tamaño de los núcleos dificulta que contengan la mayor cantidad de rasgos para su análisis e interpretación, recientemente se han utilizado

afloramientos análogos geológicamente apropiados para dichos yacimientos fracturados del subsuelo (Bosworth *et al.*, 2012; Rotevatn y Bastesen, 2012; Sonntag *et al.*, 2012). No obstante, es de señalarse que cuando se utilizan afloramientos análogos fracturados, es importante considerar la influencia del intemperismo y la erosión sobre la conservación de la red de fracturas original y la estratigrafía deposicional en el afloramiento (Spence *et al.*, 2014). De este modo, el desarrollo de esta investigación se complementa con muestras de afloramientos de la Formación Agua Nueva que se han empleado como análogos a los núcleos de los campos de Ébano-Pánuco-Cacalilao (EPC) y Altamira, sitios en donde se ubican los yacimientos productores y cuyas características se contrastan posteriormente.

La implementación de técnicas analíticas desarrolladas en las últimas décadas ha contribuido en descifrar las propiedades físicas y químicas que componen la roca, conociendo los sistemas de porosidad que gobiernan, detalles de su microestructura y los procesos diagenéticos que han interactuado con ella desde su formación. Dichos fluidos diagenéticos afectan las condiciones originales por donde circulan, dejando sutiles rastros de su presencia reflejados en cambios texturales y/o químicos. La determinación de estos cambios, el estudio de los cementos y la porosidad producida permiten desarrollar una sucesión de eventos para definir, de manera relativa, la evolución de las rocas en el tiempo. Estos resultados se complementan con los aspectos estratigráficos y paleontológicos que permiten hacer correlaciones bioestratigráficas y reconstrucciones paleoambientales basadas en una interpretación microfacial de la roca, mediante el reconocimiento de las características litológicas, tamaño de grano, color, estructuras sedimentarias y contenido microfósil.

El conjunto de toda esta información, en donde se caracteriza la Formación Agua Nueva, es imprescindible en el desarrollo y manejo de perforaciones en yacimientos carbonatados naturalmente fracturados, mejorando el rendimiento de los pozos al intersectar eficientemente aquellas fracturas que conducen hidrocarburos. Por ello, es indispensable reconocer el comportamiento de las fracturas para crear modelos de estimación de la producción, considerando la influencia directa que tienen las fracturas en la circulación de fluidos.

El presente trabajo se ha enfocado en estudiar rocas de afloramiento y núcleos de la Formación Agua Nueva y determinar las condiciones ambientales bajo las cuales se depositaron los sedimentos, apoyándose de un análisis petrográfico-microfacial. Además, con el

estudio de los procesos diagenéticos involucrados, se pretende proponer una estratigrafía de cementación y la secuencia de eventos desde la formación de la roca en el fondo marino hasta la actualidad. Los resultados de esta investigación tienen sus bases en el proyecto CONACYT-SENER no. 0186291 titulado “Proceso de recuperación mejorada con la tecnología de inyección de vapor con aplicación mediante prueba piloto en el campo Ébano-Pánuco-Cacalilao”, el cual busca demostrar la capacidad de este proceso térmico para incrementar el factor de recuperación de aceite en las rocas carbonatadas de interés. Por ello, este trabajo ofrece una caracterización amplia de los sistemas de porosidad existentes en las rocas de estudio y examina el tipo de fluidos que circulan a través del microfracturamiento, siendo las redes de fracturas los canales principales de desplazamiento del aceite hasta los pozos productores.

1.2 HIPÓTESIS

Mediante técnicas de análisis de imágenes a múltiples escalas es posible establecer la estratigrafía de cementación o sucesión de eventos diagenéticos de las rocas carbonatadas de la Formación Agua Nueva, lo cual es comprobado por sutiles variaciones texturales y de composición química de la roca.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo general

Caracterizar las litologías carbonatadas naturalmente fracturadas de la Formación Agua Nueva, utilizando técnicas de análisis a microescala que contribuyan a definir el paleoambiente de sedimentación, los episodios de fracturamiento y los procesos diagenéticos ocurridos a la roca, y con ello, proponer una secuencia de eventos que determine las fases de cementación.

1.3.2 Objetivos específicos

- Definir el paleoambiente de depósito de la secuencia carbonatada mediante un estudio petrográfico-microfacial que incluya los rasgos texturales y mineralógicos de la roca para su clasificación.
- Examinar las características paleontológicas e identificar los microfósiles presentes en los sedimentos (paleofauna en afloramientos y núcleos).

- Reconocer los sistemas porosos que rigen en los carbonatos de interés, especificando su comportamiento, contenido y el proceso diagenético que los origina.
- Observar el tipo de fluidos que circulan por el microfracturamiento y determinar los procesos diagenéticos que han alterado la composición de la roca, para con ello, establecer una secuencia de eventos y sus episodios de cementación, empleando catodoluminiscencia y microscopía electrónica de barrido con EDS para discernir variaciones químicas.
- Contrastar las observaciones generales de las rocas de afloramiento con los núcleos analizados para determinar su compatibilidad.

1.4 LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se localiza al oriente de San Luis Potosí y en la región sur de Tamaulipas, al noreste de México. Comprende las localidades de Pitahaya, La Fortuna, Poxtla y Tambaca, regiones de las cuales se tienen muestras de afloramiento de la Formación Agua Nueva; esta área pertenece al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, abarcando la porción occidental de la Cuenca Tampico-Misantla y el límite oriental de la Plataforma Valles San Luis Potosí. Además, muestras de los campos Altamira y Ébano, donde se obtuvieron núcleos del subsuelo que cortan a dicha unidad carbonatada (figura 1.1).

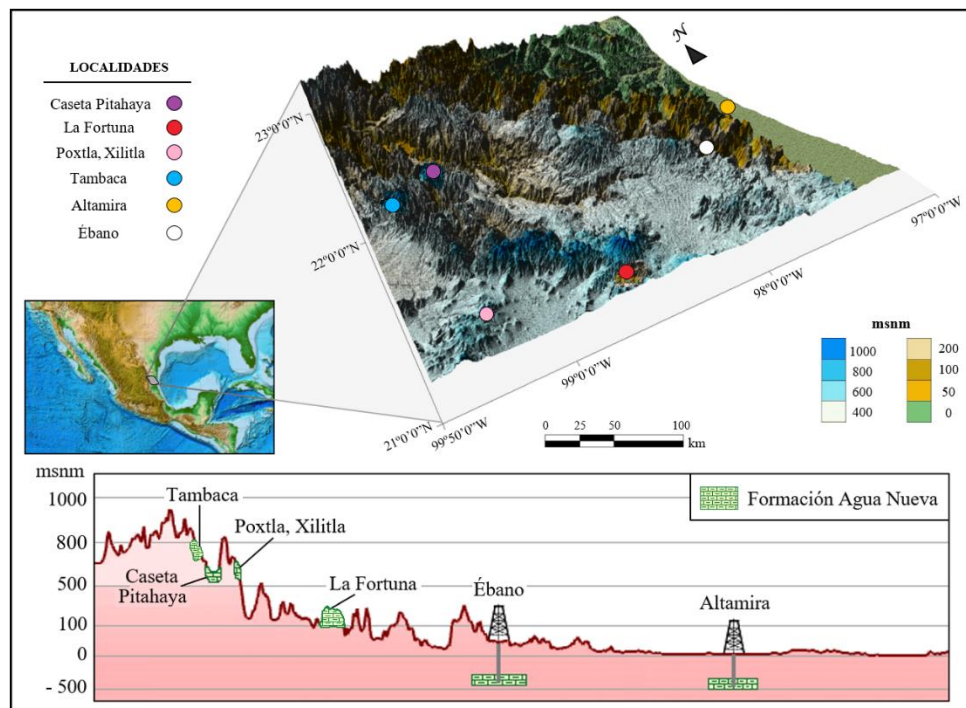


Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio. La sección esquematiza los sitios de afloramiento y pozos.

De acuerdo con Suter (1991), las rocas más antiguas de la zona de estudio corresponden a la Formación Pimienta (Jurásico Superior), a la que sobreyacen unidades litológicas del Cretácico Inferior (Formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior) y Cretácico Superior (Formaciones El Abra, Tamabra, Agua Nueva, Soyatal, San Felipe y Méndez).

1.5 METODOLOGÍA

Para la realización de este trabajo, se desarrolló una revisión completa de la literatura básica y avanzada para recopilar información existente sobre el área de estudio. Posteriormente, se verificaron los datos referentes a la Formación Agua Nueva, disponibles en el Laboratorio de Petrografía de la División de Geociencias Aplicadas en el Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), contabilizando las secciones delgadas y muestras de mano pertenecientes a las rocas de cada uno de los sitios de interés y clasificándolas en aquellas que corresponden a afloramiento o a pozo (figura 1.2; tabla 1.1).



Figura 1.2. Verificación y conteo de láminas delgadas y muestras de mano disponibles en rocas de afloramientos y pozos de la Formación Agua Nueva.

Tabla 1.1. Disponibilidad de datos por localidad.

	LOCALIDAD	Muestras de mano (M.M.)	Láminas delgadas (L.D.)
AFLORAMIENTO	Caseta Pitahaya	2	5
	La Fortuna	1	2
	Poxtla, Xilitla	1	5
	Tambaca	1	1
POZO	Altamira	5	9
	Ébano	2	7
	TOTAL	12 M.M.	29 L.D.

Se efectuó una descripción macroscópica de doce (12) muestras de mano, examinando su litología, textura, color, dureza y tamaño de grano. Después, se realizó un estudio petrográfico a 29 láminas delgadas, identificando texturas, componentes bioclásticos, variaciones en las propiedades litológicas, sellado, interconexión y abundancia del fracturamiento. Para ello, se utilizó la clasificación textural para las rocas carbonatadas planteada por Dunham (1962), definiendo el tipo, coloración y porcentaje de masa básica y el tipo, tamaño y porcentaje de componentes, tipo de fábrica y reconocimiento del contenido microfósil presente. Se detallaron aspectos generales visibles en la muestra y, con base en dicha clasificación de Dunham, se le asignó un nombre.

Una vez clasificadas las muestras, se determinaron las zonas de facies y microfacies estándar, apoyándose en el modelo de facies propuesto por Wilson (1975). Con ello, fue posible una interpretación precisa del paleoambiente deposicional que condicionó y controló a la roca a través de los transectos de plataforma-talud-cuenca (Flügel, 2004).

Se seleccionaron las láminas delgadas que mejor representaron el contenido de microfracturas para analizarse con catodoluminiscencia (CL) y observar sutiles diferencias en su composición química, lo cual es producto de la circulación de los fluidos diagenéticos a través de dicho microfracturamiento, que altera a la roca y refleja las distintas fases de cementación mineral. De este modo, se lograron distinguir las generaciones de cemento esparítico (sincinemático y postcinemático) y, con la información petrográfica, paleontológica y diagenética recabada, se estableció una secuencia de eventos.

Se utilizó el microscopio electrónico de barrido (SEM) para observar a detalle aquellas muestras que obtuvieron una mayor respuesta al análisis de CL, con la intención de diferenciar la composición química de los episodios de cemento calcáreo esparítico mediante un estudio composicional cualitativo y semicuantitativo obtenido por electrones retrodispersados (EDS), y con ello, encontrar relaciones texturales no obliteradas durante la diagénesis. Además, se identificaron minerales accesorios alojados en las cavidades microporosas por donde se desplazaron los fluidos diagenéticos en la roca.

Finalmente, se hizo una interpretación y análisis de datos comparando los resultados obtenidos en cada una de las técnicas a microescala utilizadas, con la finalidad de encontrar similitudes en la información adquirida en afloramientos con respecto a la proporcionada por

los pozos y determinar su analogía. En la figura 1.3 se esquematizan, en resumen, las etapas del proceso utilizado en este estudio, aunque son puntualizadas en capítulos posteriores.

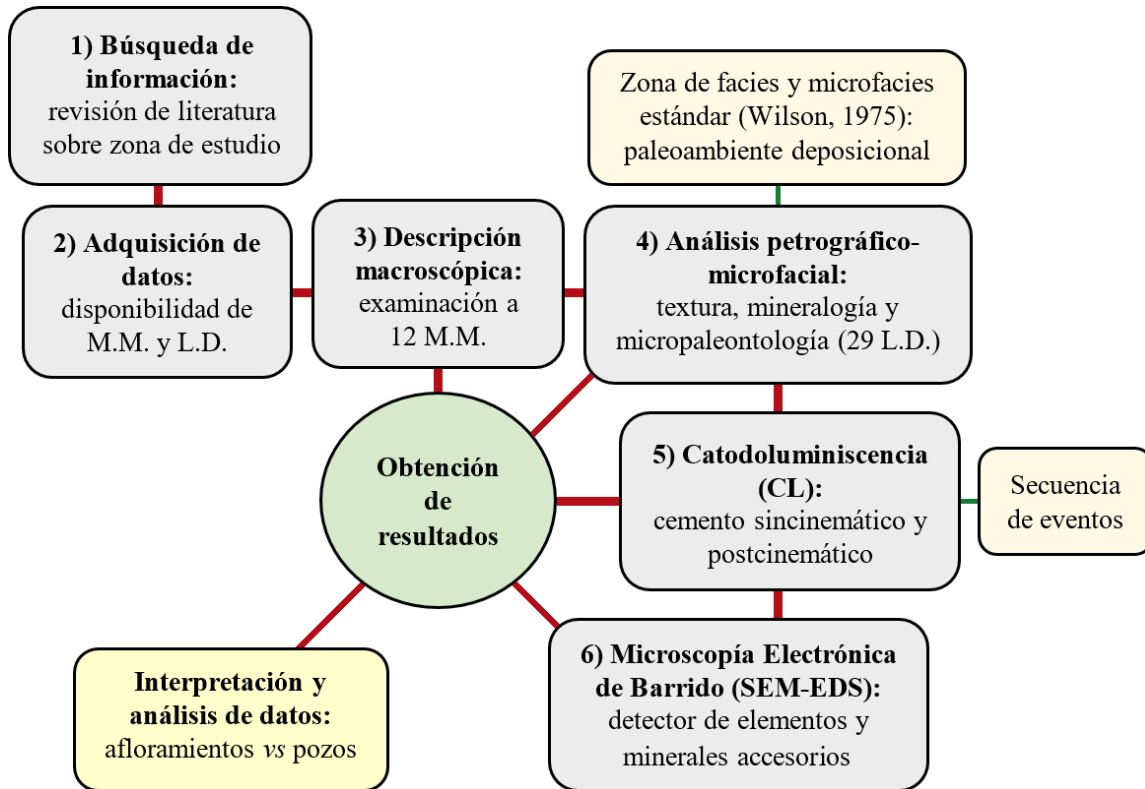


Figura 1.3. Diagrama de la metodología utilizada.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 INTRODUCCIÓN

Para comprender las estructuras actuales que constituyen la zona de interés, es importante profundizar en los eventos geológicos principales que las han originado. Por ello, en esta sección se plantea una síntesis cronológica que integra la historia de los eventos tectono-estratigráficos, estructurales y sedimentológicos que afectaron la zona de estudio del presente trabajo y su relación con la evolución regional del Golfo de México.

De manera general, se exponen los episodios tectónicos fundamentales involucrados en el desarrollo del Golfo de México desde el Mesozoico hasta el Cenozoico, haciendo énfasis en el noreste de México, los cuales han sido clasificados por numerosos autores en cuatro etapas identificadas como *rifting*, margen pasivo, evento orogénico Laramídico y etapa de subsidencia, erosión y sedimentación, todo esto apoyado en mapas paleogeográficos regionales.

Finalmente, este segmento se complementa con una descripción de la estructura y estratigrafía de la Sierra Madre Oriental y la Cuenca Tampico-Misantla, incluyendo el sistema petrolero de interés, además de información específica de la Formación Agua Nueva.

2.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL NORESTE MEXICANO

La evolución tectono-sedimentaria del noreste de México se encuentra directamente relacionada con la apertura y desarrollo del Golfo de México. Durante la formación del Golfo de México comienza a desarrollarse la zona que hoy constituye el área de interés para esta investigación, caracterizada por la presencia de rocas carbonatadas marinas que se depositaron a lo largo de diversos episodios de subsidencia manifestados en el noreste de México como etapas periódicas de transgresiones y regresiones marinas.

De esta manera es como inicia la deposición de secuencias sedimentarias compuestas principalmente de depósitos siliciclásticos de ambientes costeros, depósitos evaporíticos de sabkha y depósitos de carbonatos tanto de ambientes de plataforma somera y profunda como

de complejos arrecifales. Tales secuencias fueron depositadas ininterrumpidamente desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Superior, tiempo en el que la orogenia Laramide detonó el cambio en el régimen de depósito para esta zona (González-Sánchez *et al.*, 2007).

2.2.1 Origen del rift y apertura del Golfo de México

De acuerdo con diversas investigaciones, el origen del Golfo de México se remonta al rompimiento del supercontinente Pangea durante el Triásico Superior-Jurásico Medio, con la separación de las placas Norteamericana, Sudamericana y Africana por un proceso tectónico de *rifting* (Padilla y Sánchez, 1986), representado en la figura 2.1. Esto condicionó la evolución estratigráfica de la región durante el Cretácico, hasta la Orogenia Laramide, entre el Cretácico Superior al Terciario Inferior (Goldhammer, 1999).

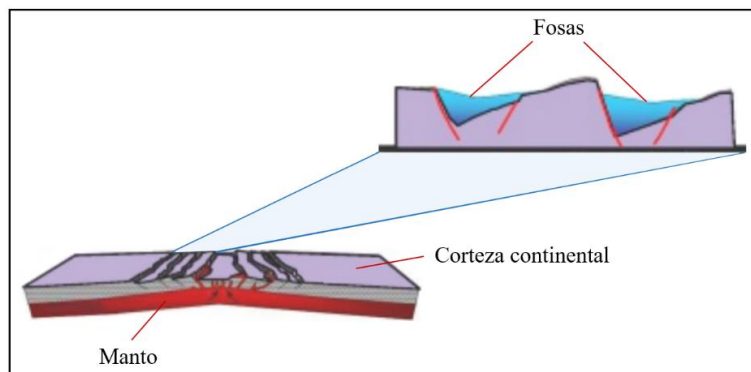


Figura 2.1. Apertura del Golfo de México, margen activo en el Triásico-Jurásico Medio. Se observan las fosas tectónicas generadas durante dicha apertura (modificado de Pemex, 2013).

Dicha fragmentación y separación inicial de Pangea en el área que hoy ocupa el Golfo de México se encuentra evidenciada por la presencia de lechos rojos que fueron depositados en depresiones continentales cuya geometría estuvo controlada por pilares y fosas tectónicas con direcciones aproximadamente paralelas a la actual línea de costa, en donde esta distribución de altos y bajos estructurales controlaron en adelante los patrones sedimentarios de la región (Salvador, 1991; figura 2.2).

En múltiples estudios se establece que la separación de Pangea prevaleció hasta finales del Jurásico Medio e inicios del Jurásico Superior, época en que la sedimentación del continente estuvo totalmente controlada por procesos tectónicos distensivos (Pindel y Kennan,

2009). Se desconoce la existencia de sedimentación marina en la porción actual del Golfo de México, sin embargo, se tiene evidencia concreta que en la parte occidental estaba ocurriendo sedimentación marina contemporánea a la continental y, se han encontrado amonitas pertenecientes al Triásico Superior en la zona central de México (Cantú-Chapa, 1971). Se infiere, con base en estas pruebas específicas, que muy probablemente el mar comenzó a desplazarse hacia la parte oriental del país, es decir, desde el Pacífico hasta el Golfo de México que apenas comenzaba su formación (Cantú-Chapa, 1969; Salvador, 1991), de lo contrario, no habría manera de explicar estos rastros.

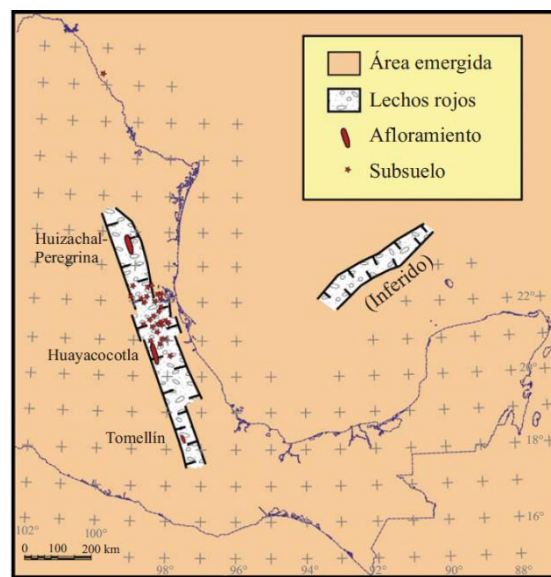


Figura 2.2. Paleogeografía del Triásico Superior en el área del Golfo de México. Se esquematiza la ubicación de *horsts* y lechos rojos (extraído de Padilla y Sánchez, 2007).

Las aguas provenientes del Pacífico avanzaron transgresivamente hacia el oriente del país hasta llegar al Golfo de México, en donde se formaron grandes masas de agua salada cuya circulación se encontraba restringida y probablemente existía un clima tipo desértico, favoreciendo el depósito de enormes volúmenes de evaporitas en la parte central de esta gran cuenca de miles de kilómetros cuadrados, la cual se encuentra actualmente dividida en dos secciones (una al norte y otra al sur) por una franja en donde no se encuentra depositada la sal (Padilla y Sánchez, 2007; figura 2.3).

Por lo anterior, se ha sugerido otro modelo tectónico para explicar la apertura del Golfo de México, el cual sostiene que debió existir una zona de mayor altura, topográficamente

hablando, asociada a la generación de corteza oceánica causante del movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur durante el Jurásico Temprano y Medio, y de ser responsable de separar ambas masas de sal (Humpris, 1979; Salvador, 1987, 1991). De esta manera, dicho movimiento del bloque estaría regido por dos sistemas de fallas transformantes, en donde el sistema occidental denominado Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca (Robin, 1982) tomaría mayor relevancia en la apertura y posterior evolución tectónica del Golfo al determinarse que tuvo un movimiento de transcurrancia durante el Jurásico Medio (Alaníz-Álvarez *et al.*, 1996), coincidiendo con el tiempo en el que se desprendió el bloque de Yucatán y estableciéndose esta falla como el origen de tal desprendimiento al correlacionarse con la trayectoria seguida por el bloque hasta su posición actual (Delgado-Argote y Morales-Velázquez, 1984; figura 2.4). Sin embargo, otras publicaciones proponen que el bloque de Yucatán se separó a finales del Paleozoico en lo que se conoce como la paleopenínsula de Tamaulipas, aunque estos datos carecen de evidencia geológica y paleogeográfica (Quezada-Muñetón, 1990).

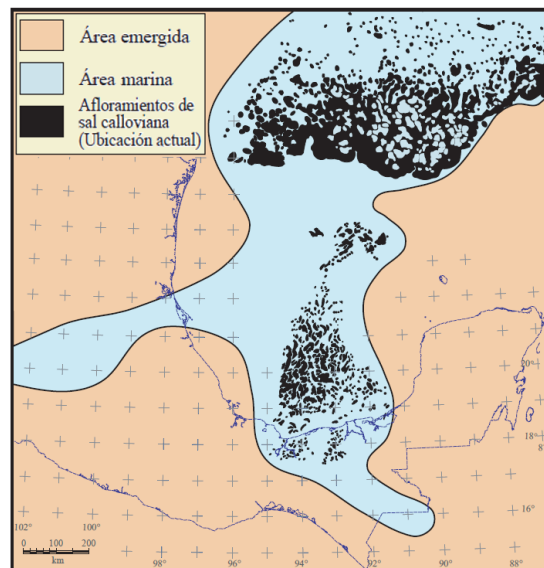


Figura 2.3. Paleogeografía del Golfo de México en el Jurásico Medio. Distribución actual de afloramientos de sal en el fondo marino depositados durante el Calloviano (extraído de Padilla y Sánchez, 2007).

Actualmente se tiene evidencia que indica que la sal del Golfo de México se depositó durante el Calloviano (164-159 Ma) en el Jurásico Medio (Salvador, 1991), no obstante, es conocido por investigadores en el tema que se tienen diferentes edades y posiciones estrati-

gráficas para las sales autóctonas en diferentes áreas, siendo más antiguas hacia la parte central de la cuenca y más jóvenes hacia el borde de ella (Padilla y Sánchez, 2007).

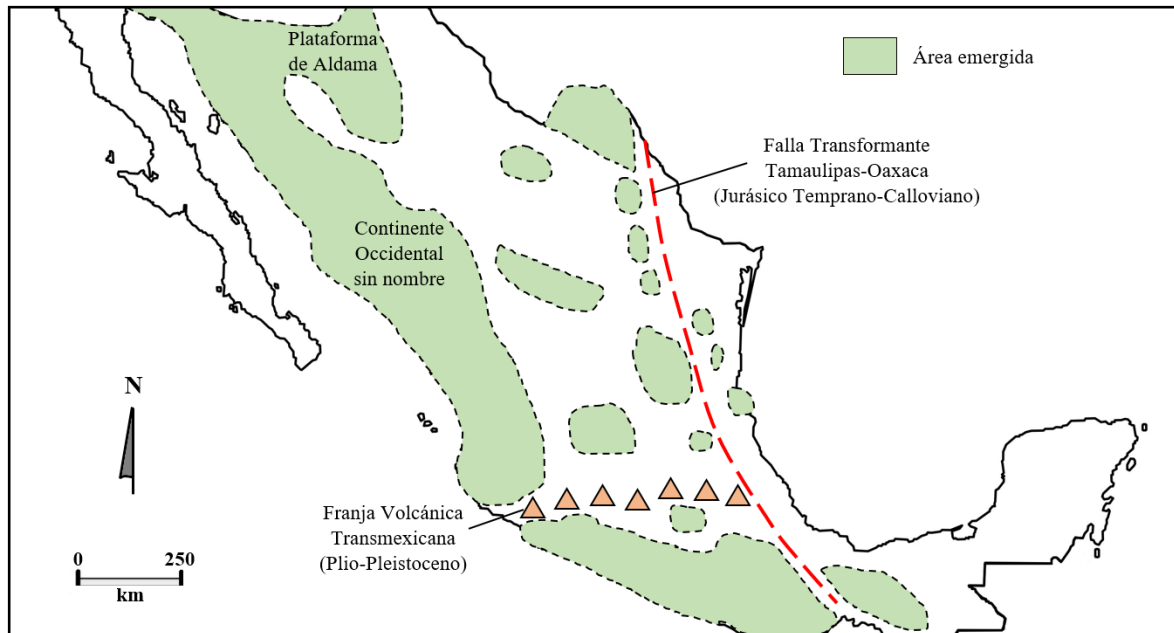


Figura 2.4. Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca. Su forma de arco apoyó el deslizamiento lateral del bloque de Yucatán durante el Jurásico Medio (modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

2.2.2 Margen pasivo y subsidencia del Golfo de México

A finales del Jurásico Medio (finales del Calloviano) terminó el proceso tectónico de *rifting* que había dado inicio a la apertura del Golfo de México. Es así como a inicios del Jurásico Superior, el Golfo de México se volvió un margen pasivo y comenzó una subsidencia hacia su porción central a causa de la gran carga litostática proveniente de la acumulación de depósitos que se encontraban en sus bordes (Salvador, 1991). Lo anterior, desarrolló condiciones marinas ideales para formar plataformas de aguas someras en todo el contorno de aquel protogolfo, depositándose enormes volúmenes de carbonatos (Winker y Buffler, 1988; Williams-Rojas y Hurley, 2001). Por lo tanto, esta época se caracterizó por el depósito de sedimentos clásticos y la abundancia de carbonatos de plataforma.

Para el Cretácico Inferior, las condiciones tectónicas de la zona continuaban estables y el depósito de rocas carbonatadas alcanzaba espesores considerables y seguía incrementando sobre la mayor parte de México, en una etapa de subsidencia continua y progresiva (Winker

y Buffler, 1988). Es así como al inicio del Aptiano (Cretácico Inferior) comenzaron a depositarse lutitas intercaladas con delgadas capas de carbonatos, siendo originadas por una rápida elevación del nivel del mar (Goldhammer y Johnson, 2001). Posteriormente, para el Cretácico Superior la velocidad de subsidencia del Golfo de México fue mayor, y con ello, se incrementó el espesor calcáreo depositado, distribuyéndose ampliamente en las regiones señaladas en la figura 2.5.

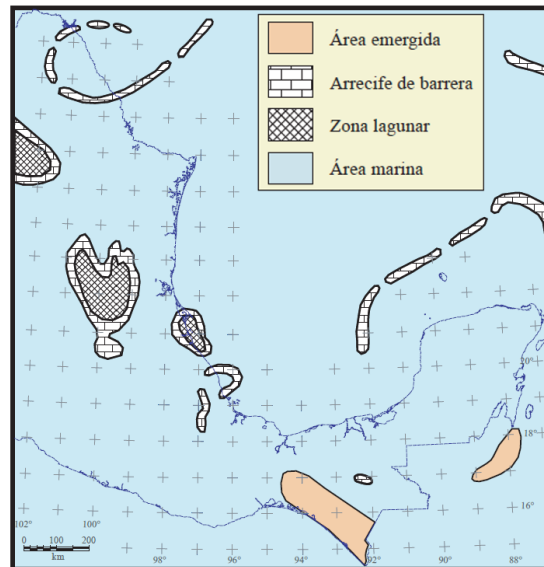


Figura 2.5. Paleogeografía del Albiense-Cenomaniense. Extensa distribución de sedimentos carbonatados (extraído de Padilla y Sánchez, 2007).

En el Turoniano ocurrió un levantamiento de la zona occidental de México y con ello una regresión marina, lo cual estableció un notorio cambio en los patrones de sedimentación, viéndose influenciado por la presencia de terrígenos y una disminución de carbonatos al oriente de México. Con esto, se dio lugar a la deposición de capas delgadas de calizas y lutitas sobre las plataformas, mientras que en las cuencas se depositaron capas de calizas con abundantes nódulos de pedernal (Padilla y Sánchez, 2007), dando lugar a la actualmente conocida Formación Agua Nueva y que a su vez constituye las rocas de estudio de esta investigación, (figura 2.6).

Durante el Coniaciano y el Santoniano se incrementó la actividad volcánica en el occidente de México y se reflejó en la sedimentación marina del Golfo de México, en donde continuó el depósito de capas delgadas de calizas y lutitas, pero con abundantes horizontes

intercalados de bentonita (Salvador, 1991), dando lugar a la Formación San Felipe.

Terminando el Cretácico, durante el Campaniano-Maastrichtiano aumentó el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, mientras que en el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas, dando origen a la Formación Méndez (Padilla y Sánchez, 1986).

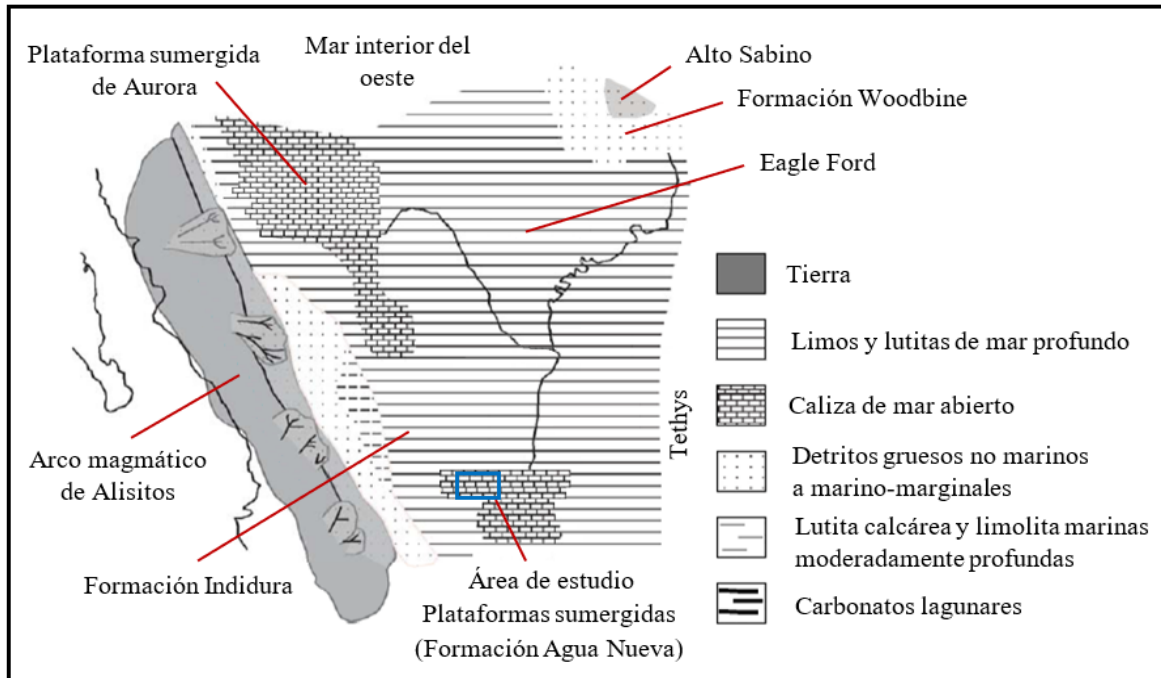


Figura 2.6. Reconstrucción paleogeográfica del noreste de México para el Cenomaniano-Turoniano, en donde se ubica el área de estudio (modificado de Ifrim & Stinnesbeck, 2007).

2.2.3 Evento orogénico Laramídico

La era Cenozoica se inicia prácticamente con la orogenia Laramide, la cual es el evento tectónico que dio origen a las cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 1982), específicamente a la Sierra Madre Oriental (SMO), que es el área en donde se encuentran los afloramientos de los que se tomaron muestras para el desarrollo de este estudio.

La orogenia Laramide se originó al converger la Placa de Farallón por debajo de la Placa Norteamericana, siendo un evento que, por presentar un ángulo muy bajo entre los fragmentos de roca que se encontraban en subducción, logró un mayor alcance en la deforma-

ción (Dickinson y Snyder, 1978) y elevó gran parte de la Placa Norteamericana, formándose así la SMO.

Como proceso de formación de la SMO, se produjo el plegamiento y levantamiento de gran parte de los sedimentos que habían sido depositados en el fondo marino durante el Mesozoico. Esta plataforma de rocas calcáreas emergidas por la orogenia durante el Paleoceno, por su naturaleza carbonatada, fue muy susceptible a la erosión, generando un aporte masivo de sedimentos (Sohl *et al.*, 1991). A inicios del Eoceno, dichos sedimentos provenientes de la SMO comenzaron a depositarse en grandes espesores de arenas dentro y fuera del Golfo de México que posteriormente formarían las cuencas de Parras-San Carlos, Tampico-Misantla y de Veracruz (De Cserna, 1989; figura 2.7).

Las deformaciones, fracturas y fallas producidas por los esfuerzos compresivos de la orogenia Laramide continuaron y fue hasta el Eoceno Tardío que dicho evento Laramídico llegó a su fin (Quezada-Muñetón, 1990).

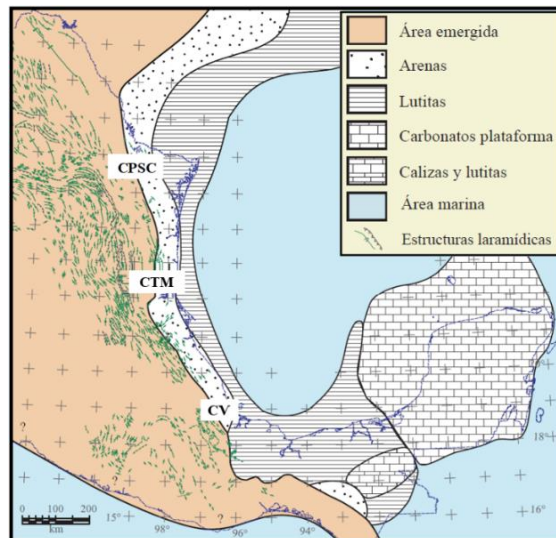


Figura 2.7. Paleogeografía del Eoceno tardío cuando se inició el relleno por sedimentos de las cuencas de antepaís: Cuenca de Parras-San Carlos (CPSC), Cuenca de Tampico-Misantla (CTM) y Cuenca de Veracruz (CV) (extraído de Padilla y Sánchez, 2007).

2.2.4 Sedimentación durante el Cenozoico

Con este escenario tectónico posterior al Eoceno Tardío, al finalizar la orogenia, la provincia pasó nuevamente a un dominio de margen pasivo en donde la forma de la cuenca

dependió únicamente del gran flujo de sedimentos clásticos, rellenándose las partes más profundas por el material más fino (Goldhammer, 1999).

Durante el Oligoceno continuó la deposición de material terrígeno en los taludes occidentales del Golfo de México, evidenciándose un significativo incremento en el aporte hasta que, en el Mioceno, la sedimentación en la cuencas disminuyó (Salvador, 1991), completándose la formación de las cuencas de antepaís, siendo la CTM en la que se encuentran los yacimientos productores de los que se adquirieron núcleos para complementar el análisis del presente trabajo. Finalmente, la placa de Farallón se fragmentó y formó las Placas de Cocos y de Nazca (Prost y Aranda, 2001).

2.3 SIERRA MADRE ORIENTAL

Se ha establecido que la orogenia Laramide, que es reconocida en México como un episodio de deformación geológica (Valencia-Islas *et al.*, 2004), registró sus primeros eventos compresivos a finales del Cretácico Superior, pero fue hasta inicios de la era Cenozoica, en el Paleoceno, cuando estos esfuerzos compresionales manifestaron su máxima intensidad (Chávez-Cabello *et al.*, 2005) provocando el levantamiento de las plataformas calcáreas que dieron origen a la Sierra Madre Oriental (SMO) (figura 2.8).

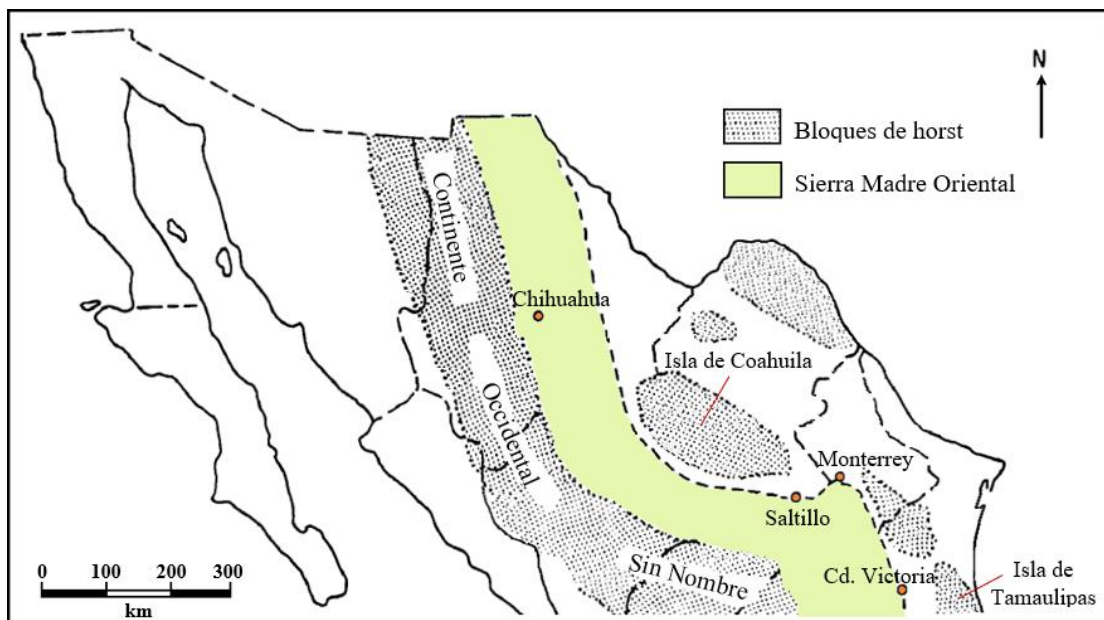


Figura 2.8. Principales áreas emergidas en el noreste de México. La SMO se desarrolló posteriormente, a principios del Terciario en la orogenia Laramide (modificado de Padilla y Sánchez, 1986).

Durante varias décadas se han realizado extensos trabajos sobre la evolución del cinturón plegado de la SMO con la finalidad de entender la deformación que ha sufrido (Fitz-Díaz *et al.*, 2014). Este cinturón plegado preserva información sobre la interacción tectónica en márgenes convergentes (Coney, 1973; Campa-Uranga, 1983; Coney y Evenchick, 1994) y su evolución está frecuentemente asociada con la migración de aceite (McQuarrie, 2004; Cooper, 2007).

Estudios recientes han registrado que la SMO se formó en al menos tres episodios de mayor intensidad tectónica y deformación, significando que la orogenia actuó en distintos pulsos, plegando y levantando progresivamente las estructuras en una dirección de oeste a este. El plegamiento de las rocas del poniente corresponden al primer episodio ocurrido hace 86-80 millones de años (Ma), el segundo pulso se ha establecido entre 75-65 Ma y, el más reciente entre 55 y 44 Ma, el cual originó la Curvatura de Monterrey representando las estructuras más jóvenes (Fitz-Díaz *et al.*, 2014). Toda la energía producida en estos eventos ocasionó la formación de esta provincia geológica compuesta por una cadena montañosa de origen sedimentario marino, con rocas evaporíticas, clásticas y calcáreas del Jurásico Medio al Paleógeno (Goldhammer, 1999; Michalzik, 1988).

Se ha asignado una edad para el plegamiento de la SMO que va de finales del Cretácico a comienzos del Eoceno (De Cserna 1956, 1970; Humphrey, 1956; Tardy, 1980; Campa, 1985), aunque, diversos expertos del tema sugieren que este suceso continuó hasta inicios del Oligoceno (Eguiluz *et al.*, 2000). Las rocas más antiguas que se han registrado en esta área son las pertenecientes al Paleozoico, en el municipio de Aramberri, Nuevo León (Padilla y Sánchez, 1986).

La SMO ha sufrido cambios y deformaciones desde su origen debido al intemperismo causado por la acción del agua y el viento que han modelado los suelos aluviales que emergieron de los valles profundos que separaban las tierras de esta sierra. Es por ello que se exhibe como una cadena de sierras que se encuentran orientadas al NNW-SSE, extendiéndose desde el sur de Texas hasta la parte SSE de México, intersectándose con la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), donde precipita y desaparece hacia las zonas costeras del Golfo de México (Chávez-Cabello, 2016).

2.3.1 Esquema estructural y tectónico

Campa y Coney (1983) denominaron a la SMO como el cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano (CPCM) debido a que su estructura tectónica está compuesta esencialmente de pliegues y fallas inversas (figura 2.9).

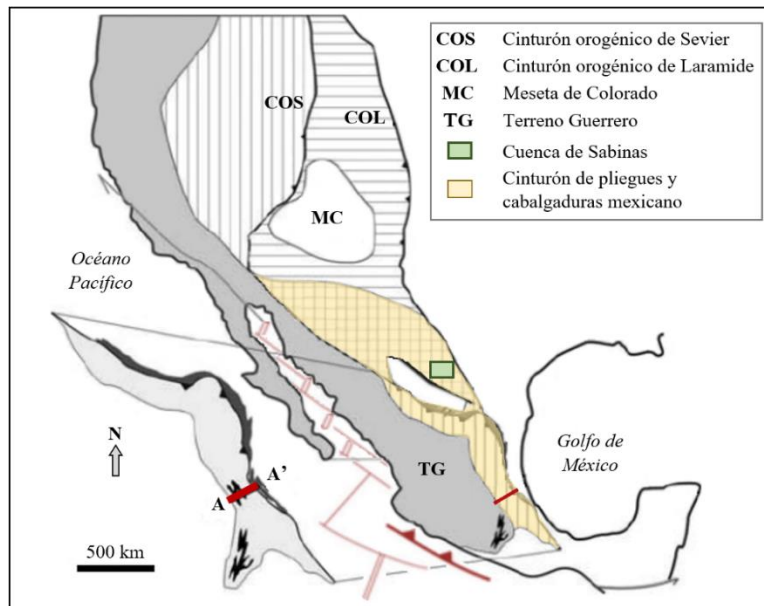


Figura 2.9. Mapa de la estructura de Norteamérica que muestra las propiedades tectónicas del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano de la SMO (modificado de Fitz-Díaz *et al.*, 2014).

La SMO se encuentra limitada tectónicamente en su porción oriental por una gran falla de empuje que se extiende desde Aramberri hasta Monterrey, donde el cinturón montañoso se curva bruscamente hacia el oeste y suroeste hasta las cercanías de Saltillo (Padilla y Sánchez, 1986), rasgo orográfico conocido como la Curvatura o Saliente de Monterrey (figura 2.10).

Estructuralmente, la SMO corresponde a un sistema complejo debido a que presenta toda la variedad de pliegues relacionados con fallas (Gray y Johnson, 1995; Marrett y Aranda-García, 1999), por lo que se tiene una serie de pliegues alargados dispuestos paralelamente, intensamente fallados, cabalgados y compuestos de roca caliza de origen calcáreo principalmente, aunque en sus extremos noroeste y sureste se encuentran cubiertos por derrames volcánicos y rocas piroclásticas del Cenozoico provenientes de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Transmexicano, respectivamente (Eguiluz *et al.*, 2000).

Además, se observan estructuras tipo dúplex, anticlinales apilados y estratos cabalgantes que complementan la deformación más superficial dentro del cinturón (Eguiluz *et al.*, 2000; Chávez-Cabello, 2016).

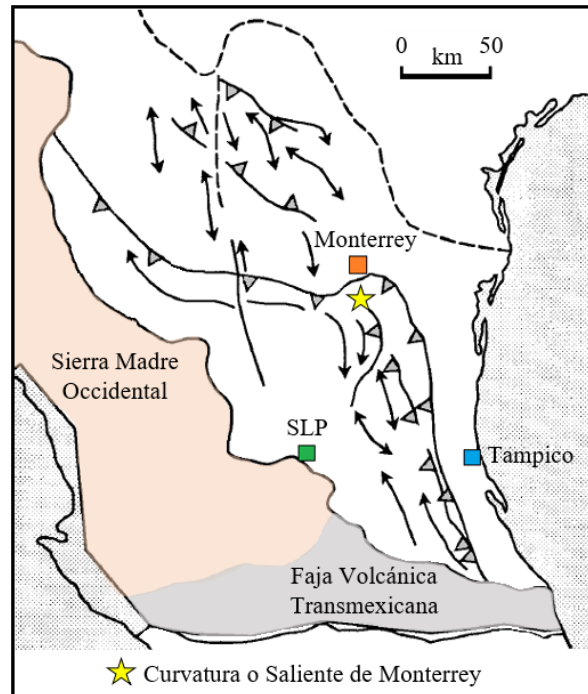


Figura 2.10. Sistema de fallas y frente tectónico de la SMO, limitada al oriente por una falla de empuje (modificado de Eguiluz *et al.*, 2000).

Se han identificado dos estilos contrastantes en la deformación de la SMO con ayuda de las estructuras definidas (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). Un estilo es más antiguo y corresponde a una deformación de cubierta delgada sedimentaria marina, representada por pliegues relacionados con fallas y cabalgaduras. Esta deformación es la responsable del plegamiento de la SMO en México (Gray y Lawton, 2011; Fitz Díaz *et al.*, 2014) y es la más abundante, ya que está presente dentro de todo el cinturón (Eguiluz *et al.*, 2000). El otro estilo de deformación es más joven e involucra la reactivación de fallas de basamento generadas durante la apertura del Golfo de México (Chávez-Cabello *et al.*, 2005), estando presente en la parte central de Coahuila, en Aramberri y Linares, N.L. (Torres-Ramos, 2011) y en Cd. Victoria, Tamps. (Zhou *et al.*, 2006).

Por todo lo anterior, se establece que la SMO es la característica topográfica más representativa del noreste de México al alcanzar una longitud de 1350 km y una anchura media

de 150 km, con cimas que se extienden hasta 3000 metros. Tanto la SMO como las cuencas sedimentarias de la Planicie Costera del Golfo de México constituyen la base de muchos estudios de alto interés económico, por lo que actualmente dichas cuencas continúan siendo cortadas por pozos exploratorios de hidrocarburos en proyectos realizados por Pemex (Torres *et al.*, 1999).

2.4 CUENCA TAMPICO-MISANTLA

2.4.1 Introducción

La Cuenca Tampico-Misantla (CTM) es una provincia geológica o paleogeográfica y petrolera que se ubica al centro del margen oriental de México. Su estudio resulta de interés para el desarrollo de la presente investigación debido a que, como ya se ha mencionado, en esta cuenca se encuentran los yacimientos productores de hidrocarburo de los que se recolectaron muestras de núcleo para su análisis posterior.

La cuenca limita al norte con las provincias de Burgos y Alto de Tamaulipas, al sur con el Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transmexicana, y al occidente con la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Goldhammer *et al.*, 1991; figura 2.11).

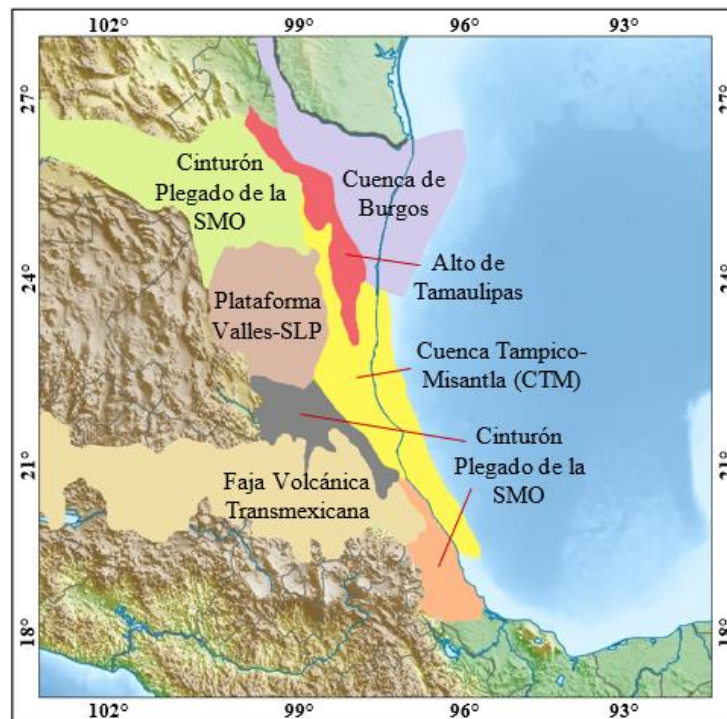


Figura 2.11. Localización de la Cuenca Tampico-Misantla.

La CTM se ha definido como una cuenca de margen pasivo en la cual la geometría de sus bloques de basamento se encuentra relacionada a la etapa de apertura del Golfo de México, que posteriormente evolucionó a una cuenca de antepaís originada en el Paleógeno, al mismo tiempo que la SMO se emplazaba al occidente de la cuenca (Pemex, 2013).

2.4.2 Sedimentación y estratigrafía

La geometría actual de la CTM es producto de diversos eventos tectónicos que han contribuido a la evolución del Golfo de México. Según informes de Pemex (2013), se ha registrado que la columna sedimentaria de la CTM se encuentra descansando discordantemente sobre un basamento formado por rocas ígneas y metamórficas que corresponden a una edad del Precámbrico al Triásico y que ha sido perforado por diversos pozos al norte y sur de la cuenca en profundidades que oscilan de 2440 a 4181 metros. En las figuras 2.12 y 2.13 se muestran la sección transversal y la columna estratigráfica regional, respectivamente, que esquematizan a la Cuenca Tampico-Misantla.

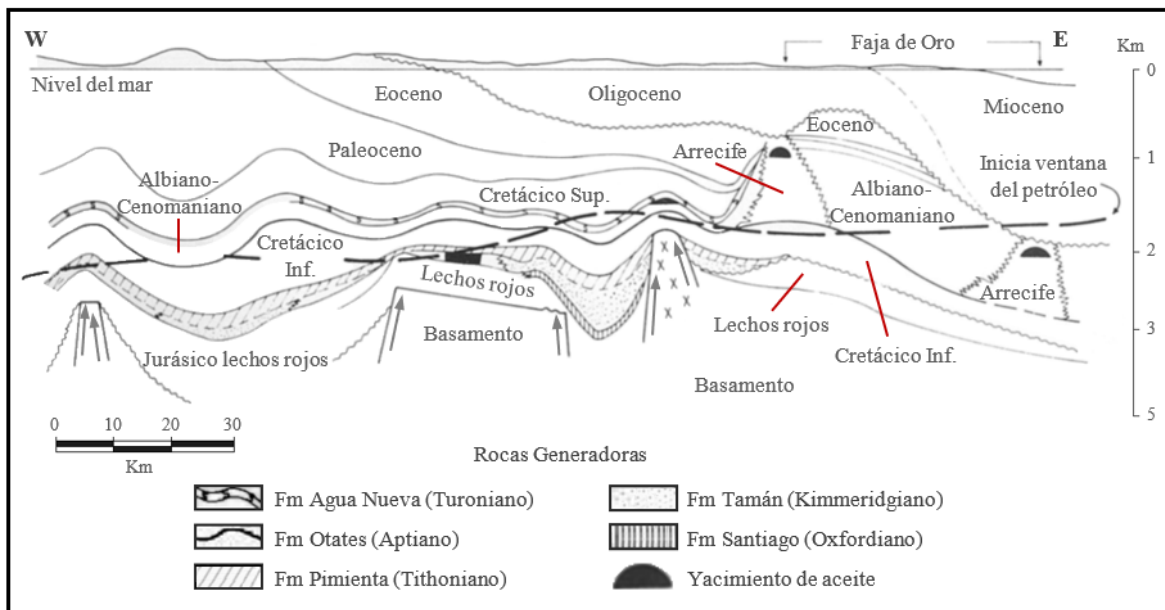


Figura 2.12. Sección transversal de la Cuenca Tampico-Misantla (modificado de González y Holguín, 1991a).

Al inicio de la columna se encuentran depositados algunos conglomerados con acumulaciones de lechos rojos pertenecientes a la Formación Huizachal del Triásico Tardío, a los

que se le sobrepone la Formación Huayacocotla compuesta por tres miembros principales (Pemex, 2013).

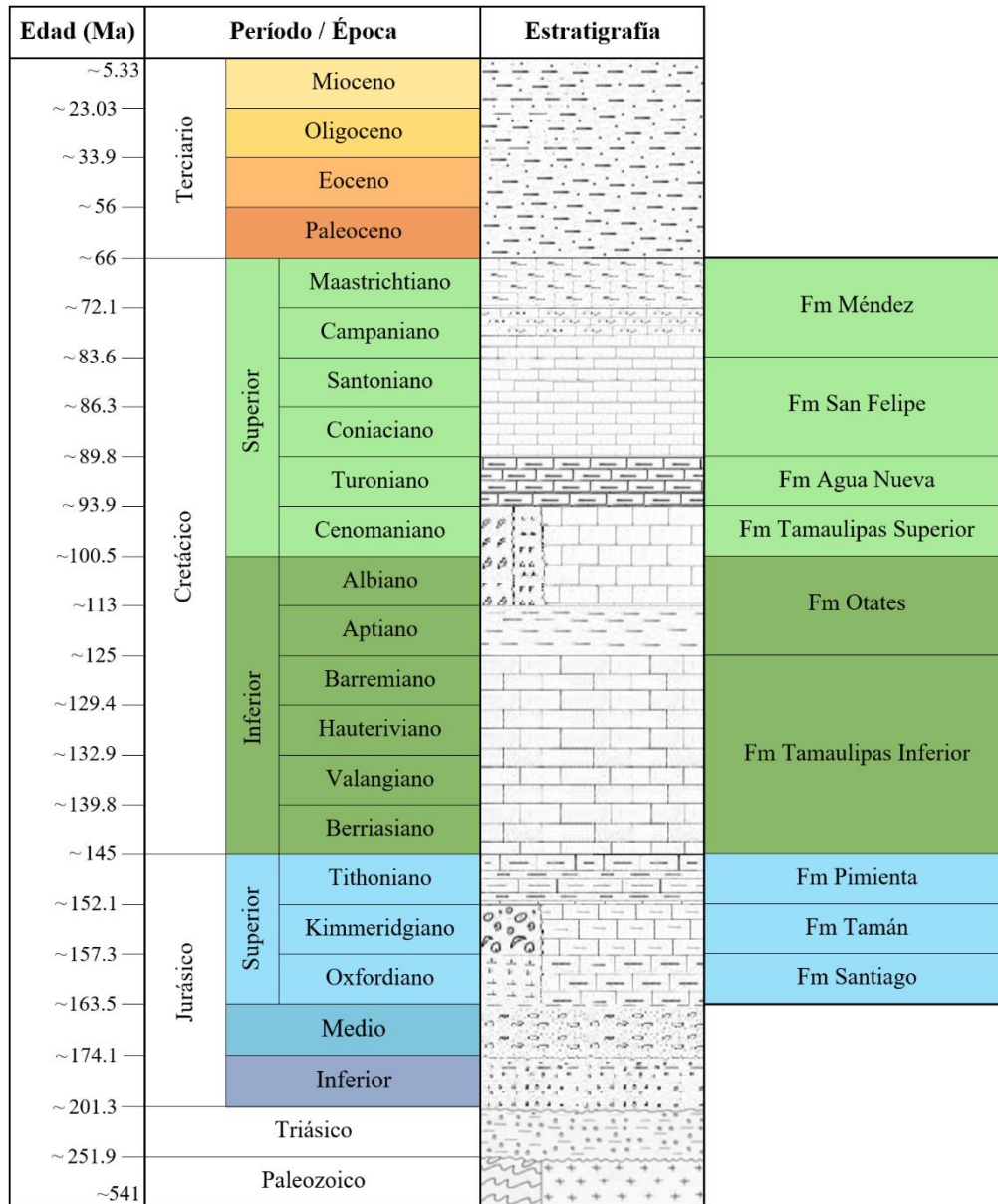


Figura 2.13. Características estratigráficas regionales de la Cuenca Tampico-Misantla (modificado de González y Holguín, 1991a).

En el Jurásico Medio comienza el depósito de sedimentos continentales relacionados a la apertura del Golfo de México, ocurriendo una transgresión marina en el Calloviano que estableció un ambiente de plataforma abierta constituida por *packstones* y *grainstones* de

oolitas, las cuales gradúan verticalmente a sedimentos calcáreo-arcillosos de aguas profundas de la Formación Santiago, perteneciendo a una de las secuencias generadoras de hidrocarburos en la cuenca (Hernández-Romano *et al.*, 2001).

Durante el Kimmeridgiano se desarrollaron plataformas con depósitos de *grainstone* oolíticos, bioclastos de fragmentos de algas y corales pertenecientes a la Formación San Andrés, los cuales se depositaron en ambientes de alta energía posiblemente sobre una plataforma tipo rampa, cambiando lateralmente a facies arcillosas de mar abierto donde comienzan a depositarse sedimentos en ambientes de rampa media y externa correspondientes a las Formaciones Chipoco y Tamán (Zwanzinger, 1979). Posteriormente, una nueva transgresión provoca que las facies de la Formación Tamán cubran a las formaciones Chipoco y San Andrés, para conformar la Formación Pimienta en el Tithoniano (Salvador, 1991).

Es así como a inicios del Tithoniano comienza a depositarse la Formación Pimienta, constituida por una secuencia de calizas de estrecha estratificación con lentes de pedernal negro y abundante materia orgánica, radiolarios calcificados de ambiente de depósito pelágico definido por especies de amonitas (Cantú-Chapa, 1971). Sobreyaciendo a esta secuencia se encuentran las calcarenitas de la Formación Tamaulipas Inferior (Winker y Buffler, 1988).

A finales del Aptiano, una nueva transgresión deposita calizas arcillosas del Horizonte Otates sobre la Tamaulipas Inferior (Pemex, 2013). Para el Cretácico Medio se forma la Plataforma de Tuxpan constituida por cuerpos arrecifales que se van reduciendo en espesor lateralmente hacia las facies de talud y de cuenca, constituyendo a las Formaciones Tamabra y Tamaulipas Superior, respectivamente (Lehmann *et al.*, 1998).

A finales del Cenomaniano y principios del Turoniano se presenta un pulso transgresivo que cubre gran parte de la Plataforma de Tuxpan, permitiendo el depósito de calizas arcillosas carbonatadas y lutitas calcáreas correspondientes a la Formación Agua Nueva. En la mayor parte de la cuenca prevaleció el depósito de calizas bentónicas y lutitas de ambiente de cuenca, pertenecientes a las Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez (Pemex, 2013; figura 2.14).

Durante el Paleoceno, la deformación de la SMO provocó que se depositara una secuencia tectonoestratigráfica de antefosa, sedimentando capas gruesas de areniscas y lutitas

de origen turbidítico. Finalmente, en el Neógeno se deposita una secuencia tectónica de margen pasivo correspondiente a depósitos fluviales y deltaicos en la sección oriental de la Cuenca Tampico-Misantla (Pemex, 2013).

De este modo, se puede resumir que la mayor parte de la columna litológica de la CTM consiste en sedimentos propios del Paleoceno, los cuales son el resultado de la erosión de las rocas de la SMO, favoreciendo las condiciones para la generación de múltiples sistemas petroleros.

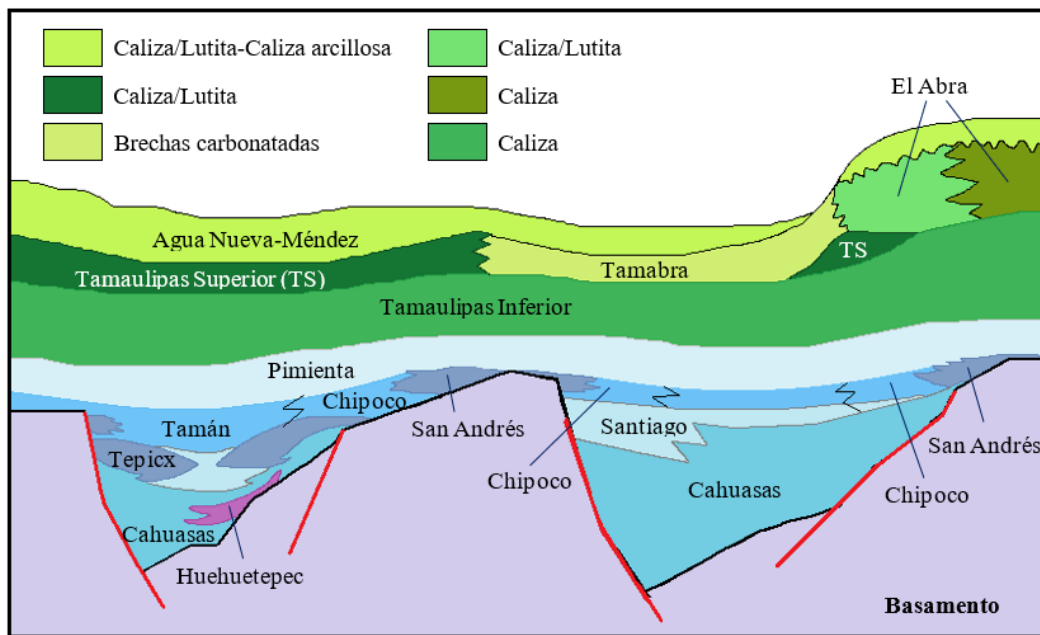


Figura 2.14. Extensas plataformas carbonatadas depositadas a lo largo del Cretácico (modificado de Pemex, 2013).

2.4.3 Sistema petrolero

De acuerdo con numerosos estudios realizados en la CTM se han identificado rocas generadoras del Jurásico Inferior-Medio y Jurásico Superior Tithoniano (González y Holguín, 1991b). Los bitúmenes extraídos de estas rocas generadoras del Mesozoico han sido comparados con los aceites descubiertos y producidos del Jurásico Medio, las calizas oolíticas del Kimmeridgiano, las calizas arrecifales del Cretácico Inferior y Cretácico Medio, calizas fracturadas del Cretácico Superior y las areniscas terciarias del Paleoceno-Eoceno y Neógeno (Pemex, 2013). Por lo anterior, se ha identificado la presencia de siete sistemas

petroleros conocidos, de los cuales, sólo ha de mencionarse el perteneciente al Jurásico Superior-Cretácico Superior, esto es debido a que se explota principalmente en los campos petroleros de Ébano-Pánuco-Cacalilao (EPC) y el campo Tamaulipas, zonas de las cuales han sido extraídas las muestras de pozo cuyo estudio constituye parte fundamental de esta investigación.

Se han englobado las características geoquímicas principales de las rocas generadoras del Jurásico Superior Tithoniano, en las que se han reconocido intervalos importantes de riqueza en el contenido orgánico encargado de proveer aceite y gas.

Conforme a informes presentados por Pemex en el año 2013, se ha establecido como roca generadora de este sistema a la Formación Pimienta, perteneciente al Jurásico Superior Tithoniano y compuesta por calizas *mudstone* arcillosas negras con limitada presencia de pirita, estratificación delgada con intercalaciones de lutita negra laminar, bentonita y lentes de pedernal, teniendo un contenido de materia orgánica total (TOC) entre 0.4 y 6.5%, en el que el kerógeno tiene una tendencia de madurez de los tipos I y II, predominando la existencia de aceite de 11 a 18 grados API en los carbonatos fracturados del Cretácico Superior a una profundidad promedio de 500 metros. Esta unidad es la principal generadora de la Cuenca Tampico-Misantla (González y Holguín, 1991b).

Las rocas almacén corresponden a las unidades del Cretácico Superior Turoniano-Santoniano (Formaciones Agua Nueva-San Felipe) y están representadas por calizas arcillosas, en donde la porosidad y la permeabilidad se encuentran condicionadas por el fracturamiento presente, teniendo valores de porosidad que varían entre el 2 y el 12% (Pemex, 2013).

La roca sello del sistema implica a las calizas arcillosas y margas de la Formación Méndez, pertenecientes al Campaniano-Maastrichtiano. Para cerrar con el sistema petrolero, se establece que las trampas relacionadas al Cretácico Superior son de tipo estructural y fueron formadas por la reactivación de las fallas de los bordes de las fosas del *synrift* durante el evento compresivo Laramídico, provocando la inversión y el fracturamiento de las rocas a lo largo de dichas fallas (figura 2.15).

Diversas correlaciones entre roca-aceite coinciden en que las rocas que originaron a los aceites de la CTM corresponden, en gran medida, a la Formación Pimienta del Tithoniano.

También es de mencionarse la importancia de las Formaciones Tamán del Kimmeridgiano y Santiago del Oxfordiano debido a su gran capacidad de generación, aunque la Formación Santiago presenta una distribución restringida y por ello, se ha considerado que sus rocas aportaron únicamente cantidades limitadas de los hidrocarburos almacenados (González y Holguín, 1991b).

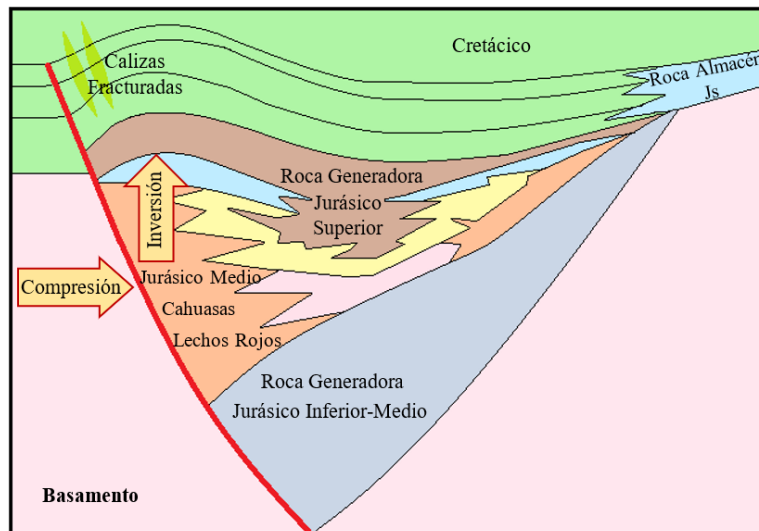


Figura 2.15. Modelo conceptual del sistema petrolero del Cretácico Superior (modificado de Pemex, 2013).

Por todo lo anterior, se concluye que el conocer y analizar este tipo de integración de sistemas petroleros es un aspecto básico si se desean modelar los procesos de generación, migración y preservación de hidrocarburos.

2.5 FORMACIÓN AGUA NUEVA

2.5.1 Introducción

La Formación Agua Nueva fue definida formalmente por Muir en 1934, aunque anteriormente la describió Stephenson en la Sierra de Tamaulipas en un reporte no publicado del año 1921. La localidad tipo se encuentra al oeste de la Sierra de Tamaulipas y se define por una secuencia de caliza con laminación fina y de color gris oscuro, que se alterna con lutita laminar, nódulos de pedernal negro y capas de lutita calcárea color gris con estratificación que varía de delgada a mediana. En esta zona, la Formación Agua Nueva descansa sobre la

caliza de la Formación Cuesta del Cura y subyace a la Formación San Felipe, siendo ambos contactos concordantes (Padilla y Sánchez, 1982). En la Sierra Las Vallas, al sur de Nuevo León, se han encontrado tres ejemplares de *Inoceramus labiatus* (figura 2.16), el cual es el fósil índice que sitúa a esta unidad en el Cretácico Superior Turoniano (Carrillo-Bravo, 1971).

De acuerdo con sus características litológicas, la Formación Agua Nueva se depositó en un ambiente de plataforma externa a cuenca de aguas profundas (zona batial) dentro de la Cuenca Tampico-Misantla (Blanco-Piñón *et al.*, 2014), y aflora en el frente oriental de la SMO, al noreste de la Cuenca Mesozoica del centro de México y al sur de la Península de Tamaulipas. En el subsuelo se ha cortado en pozos petroleros en las cuencas de Burgos y Tampico-Misantla (Nieto-Serrano, 2010), en donde se ha determinado un espesor promedio de 240 metros.

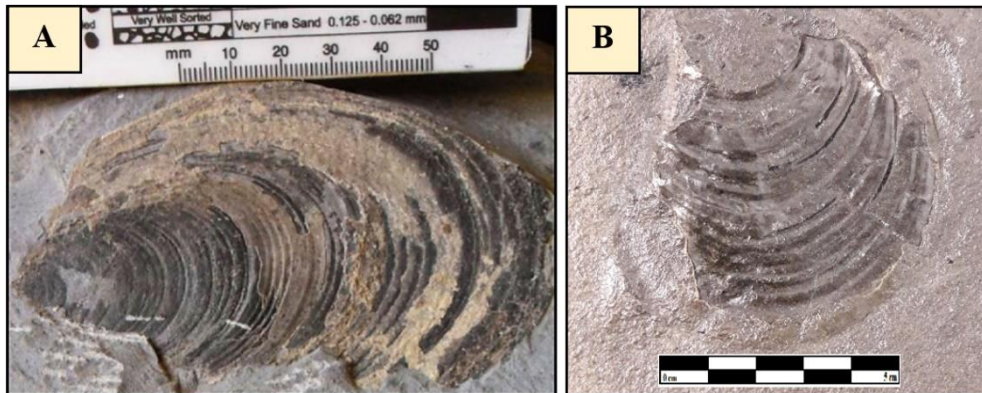


Figura 2.16. *Inoceramus labiatus* pertenecientes a la Formación Agua Nueva. A) Ejemplar que presenta disolución parcial en su concha, procedente de la Sierra de San Carlos, en Tamaulipas (extraído de Santana-Salas, 2012). B) Muestra originaria de un afloramiento ubicado en Xilitla, S.L.P.

2.5.2 Características estratigráficas y litológicas

En los afloramientos pertenecientes a la zona de interés, esta unidad es representada por capas de calizas arcillosas fosilíferas de estratificación mediana a gruesa de coloración gris a gris oscuro, con espesores variantes entre los 20 y 45 cm, los cuales a su vez se encuentran intercalados con capas de lutita de coloración café y espesores oscilantes entre los 10 y 20 cm. En algunos de estos afloramientos se pueden observar nódulos de pedernal negro, así como horizontes ocasionales de pirita con espesores de 2 cm (figura 2.17). Por lo anterior,

la Formación Agua Nueva se reconoce con facilidad por su alternancia más o menos rítmica de calizas *mudstone-wackestone* oscuras y margas (Gamper, 1977). El contenido microfósil consiste en amonites no determinados y bivalvos inocerámidos parcialmente disueltos (Maldonado-Koerdell, 1956).

En la zona de estudio, la Formación Agua Nueva reposa sobre la Formación El Abra y a su vez subyace a la Formación San Felipe. El límite inferior es muy marcado, ya que contrasta con las calizas masivas de la Formación El Abra. Por el contrario, su límite superior con la Formación San Felipe es transicional, en diversos trabajos se ha establecido inmediatamente abajo de la secuencia alternante de lutitas y calizas arcillosas que conforman a la Formación San Felipe (Gamper, 1977).

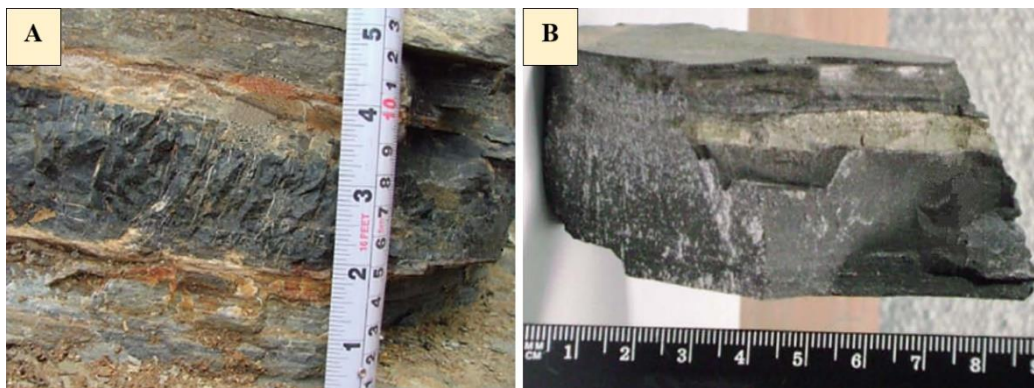


Figura 2.17. Muestras de afloramiento de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P. A) Nódulos de pedernal negro. B) Lentes de pirita sedimentaria (extraído de Blanco-Piñón *et al.*, 2014).

2.5.3 Microfacies y fósiles

Las calizas de la Formación Agua Nueva son sumamente homogéneas, consistiendo en biomicritas con una rica asociación de foraminíferos planctónicos, escasos terrígenos, principalmente cuarzo muy fino y fragmentos de moluscos (Gamper, 1977).

Además de foraminíferos planctónicos, Agua Nueva se caracteriza por el siguiente contenido faunístico: *Inoceramus labiatus*, *Calcisphaerula innominata*, *Rotalipora appenninica*, *Marginotruncana indica*, *Globotruncana helvetica*, entre otros (Nava y Alegría, 2001).

2.5.4 Ambiente de depósito

En la mayor parte del área afloran calizas de ambiente de plataforma con abundante

contenido fósil, las cuales corresponden a la Formación El Abra, cubiertas por capas de calizas arcillosas con una mayor influencia de sedimentación clástica y arcillas, correspondientes a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

El ambiente de depósito de la Formación Agua Nueva es de plataforma externa a aguas relativamente profundas, con circulación restringida, baja energía y poca oxigenación (figura 2.18). Lo anterior se asocia con una regresión ligera dentro de una transgresión general (Nieto-Serrano, 2010). Se interpreta la influencia de vulcanismo proveniente del lado del Pacífico (Salvador, 1991). De manera general, esta unidad es correlacionable en edad con las Formaciones Soyatal, Caracol, Tamasopo en la región Valles-San Luis Potosí, Indidura en la Cuenca de Parras y con Eagle Ford del norte de México y sur de Texas.

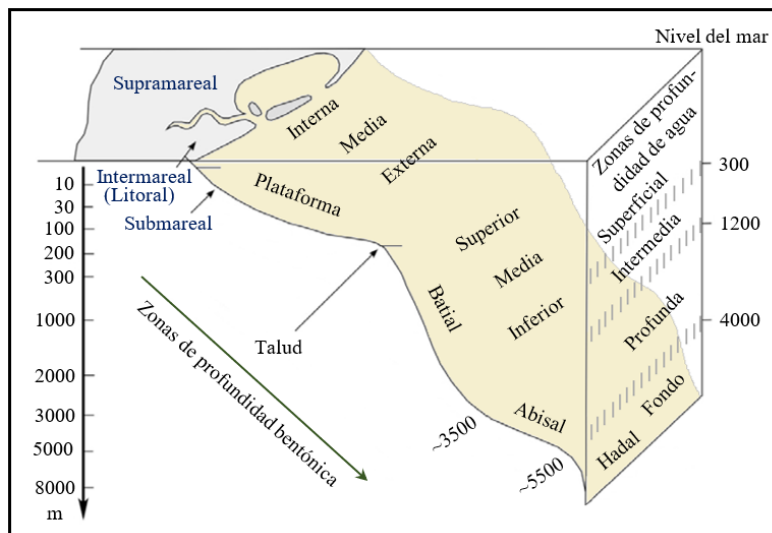


Figura 2.18. Esquema que representa el ambiente marino de depósito de la Formación Agua Nueva (modificado de Kennett, 1982).

2.6 RECAPITULACIÓN

Con base en la literatura expuesta en esta sección, se puede resumir que la Formación Agua Nueva resulta de gran importancia en el ámbito económico debido a que tiene las tres posibilidades dentro del sistema petrolero: roca generadora, basándose en su contenido de materia orgánica; roca almacenadora, debido a su porosidad y permeabilidad secundaria causada por fracturamiento y disolución; y roca sello, producto de sus horizontes arcillosos y las calizas *mudstone* y *wackestone*. De estas posibilidades, como se ha mencionado en segmen-

tos previos, la Formación Agua Nueva constituye a la roca almacén dentro del sistema petrolero de interés en la zona de estudio, en donde la porosidad y la permeabilidad de esta unidad productora existen a partir de fracturas, principalmente.

Por lo anterior, este trabajo ha concentrado su análisis en describir la microporosidad y el comportamiento de las fracturas presentes tanto en muestras de pozo como en afloramientos de Agua Nueva, ya que determinan el sistema de flujo que alimenta a los pozos activos representando un desafío debido a su complejidad, por lo cual resulta interesante establecer los tipos de fluidos que se desplazan por los espacios porosos, profundizando en las propiedades de cementación durante las distintas etapas de diagénesis.

CAPÍTULO 3

DIAGÉNESIS DE CARBONATOS Y YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS

Cuando se trabaja con rocas sedimentarias carbonatadas naturalmente fracturadas es importante hacer una distinción entre aquellos eventos que le han ocurrido a los sedimentos antes de convertirse en roca, y aquellos que actúan posterior a su consolidación y formación, siendo la diagénesis y el fracturamiento, respectivamente, los principales factores que se han considerado en esta investigación, aunque en muchas ocasiones se presenten ambos fenómenos interactuando entre sí en el mismo período de tiempo debido a la estrecha relación que manifiestan.

Por lo anterior y para fines prácticos, el contenido de este capítulo ha sido dividido en dos segmentos que sintetizan ambos aspectos relacionados con las rocas carbonatadas, describiendo las propiedades que los definen y sus características fundamentales.

En la primera sección se hace una revisión del concepto de diagénesis en carbonatos partiendo de una etapa temprana en el ambiente del fondo marino, donde los sedimentos carbonatados pueden ser afectados por procesos biológicos, químicos y físicos. Posteriormente, la mayoría de los sedimentos carbonatados son expuestos a condiciones meteorológicas, ya sea antes o después de un enterramiento profundo como se detalla más adelante. A este medio se le denomina ambiente meteórico y es justo donde ocurren cambios diagenéticos significativos en los carbonatos bajo la influencia de aguas meteóricas diluidas y químicamente agresivas. Por último, siguiendo el curso de la diagénesis se encuentra el ambiente de enterramiento profundo. En este ambiente, el aumento de la temperatura y presión, y el cambio de las composiciones del agua contenida en los poros son los factores más importantes que provocan los cambios diagenéticos.

Por otro lado, para el segmento complementario de este capítulo se ha realizado una revisión literaria completa sobre los yacimientos naturalmente fracturados, incluyendo la clasificación y ocurrencia del fracturamiento a diferentes escalas, además de las características propias de los cementos encargados de sellar dicha porosidad secundaria.

3.1 DIAGÉNESIS DE CARBONATOS

3.1.1 Introducción

La formación de una roca sedimentaria comienza justo en el momento posterior a la deposición del material previamente intemperizado, erosionado y transportado. Una vez que dichos fragmentos sólidos son depositados en grandes fosas tectónicas conocidas como cuencas sedimentarias, ocurren diversos fenómenos y procesos físicos, químicos y biológicos que interactúan con estos sedimentos para convertirlos en roca a lo largo de millones de años. A estos procesos y cambios que ocurren en los sedimentos o en las rocas sedimentarias después de su depósito y hasta antes del metamorfismo se le denomina diagénesis, y es ocasionada por la circulación de fluidos y fuentes de energía requerida, principalmente.

Los minerales de los sedimentos carbonatados son generalmente más susceptibles a los cambios diagenéticos como la disolución, recristalización y reemplazamiento, ya que son más fáciles de descomponerse por procesos físicos y de ser atacados por organismos que pueden aplastar o romper sus conchas, perforando los granos de carbonato. Estos sedimentos carbonatados se componen de escasos minerales principales como son la aragonita, calcita y dolomita. Con frecuencia, dichos sedimentos se precipitan del agua en la que se depositaron, definiéndose así como depósitos de intracuenca. Por esta razón, los minerales de los carbonatos se encuentran en un equilibrio químico estimado con las aguas de su ambiente de depósito.

Los sedimentos carbonatados experimentan etapas tempranas (enterramiento superficial), medias (enterramiento profundo) y posiblemente tardías (elevación y desconexión) de la diagénesis. Por ello, Choquette y Pray (1970) introdujeron los términos eogenético, mesogenético y telogenético para designar las zonas de diagénesis de los carbonatos, respectivamente.

La diagénesis en los carbonatos puede ocasionar que estos sufran cambios generales que implican calcificación, recristalización y reemplazo, con lo cual se puede producir un cambio completo en la mineralogía depositaria, como ocurre cuando la calcita es reemplazada por dolomita en un momento posterior a la diagénesis temprana y el enterramiento.

Estas alteraciones no sólo cambian la mineralogía de los sedimentos, sino que también pueden destruir o modificar las texturas de deposición como son la micrita y los granos carbonatados. Además, se puede perder información ambiental importante (Boggs, 2009).

La porosidad, de igual manera, se ve afectada directamente durante la diagénesis debido a que se producen cambios muy notables en ella, es decir, se mejora con los procesos de disolución y se reduce con la compactación y la cementación. En la mayoría de las veces, la interacción de estos procesos diagenéticos en las rocas carbonatadas origina fracturamiento, el cual se rellena con cemento de la misma forma en la que lo hacen los demás poros (Laubach, 2003).

Por todo lo anterior, se debe tener un cuidado especial cuando se estudia a las rocas carbonatadas para reconocer e identificar las características de origen diagenético debido a que son altamente propensas a estas alteraciones, de lo contrario, la validez de las interpretaciones genéticas puede verse gravemente comprometida.

3.1.2 Ambientes de diagénesis de carbonatos

La mayoría de los sedimentos carbonatados se originan en ambientes marinos. Por lo tanto, esta sección se enfoca en describir la diagénesis de los carbonatos marinos. Los carbonatos no marinos también experimentan diagénesis, sin embargo, sus efectos diagenéticos son generalmente menos severos porque están compuestos de minerales carbonatados más estables (principalmente calcita baja en magnesio) que los carbonatos marinos (Boggs, 2009).

Se reconocen tres entornos principales de la diagénesis de los carbonatos (James y Choquette, 1983a), los cuales se esquematizan en la figura 3.1 y se describen a continuación.

1. *Ambiente del fondo marino y subsuelo marino poco profundo*: Incluye el fondo marino y el entorno muy cercano a la superficie, es decir, la zona eogenética de Choquette y Pray (1970). Se caracteriza principalmente por aguas marinas de salinidad normal, aunque las aguas hipersalinas están presentes en ambientes evaporativos. Las aguas mixtas marinas y meteorológicas pueden estar presentes tanto en la línea transicional como en el subsuelo poco profundo en la interfaz de mezcla entre el reino marino y el reino meteórico.

2. *Ambiente meteórico*: Se distingue por la presencia de agua dulce. Incluye la zona vadosa (insaturada y sobre el nivel freático) y la zona freática (saturada y debajo del nivel freático). Además, existe una zona de agua mixta marina-meteórica entre ambos ambientes. Aunque los carbonatos no marinos se originan en este ambiente, los carbonatos marinos también pueden introducirse de tres maneras al menos por un corto tiempo: (a) al disminuir el nivel del mar, (b) mediante el llenado progresivo de sedimentos de una cuenca de carbonato poco profunda hasta la interfase del sedimento que se encuentra en el nivel del mar o por encima de él, y (c) por el levantamiento y desenrollamiento de un complejo de carbonato profundamente enterrado. Así, el ambiente meteórico puede incluir las zonas eogenética y telogenética.

3. *Ambiente de enterramiento profundo*: En la literatura se le conoce como zona freática marina o zona freática profunda por diversos autores (Choquette y Pray, 1970). En este ambiente, los poros de los sedimentos se llenan con aguas que al principio eran aguas marinas o meteóricas. Sin embargo, la composición de estas aguas de poros profundos es generalmente diferente debido a modificaciones de enterramiento. Este ambiente corresponde a la zona mesogenética.

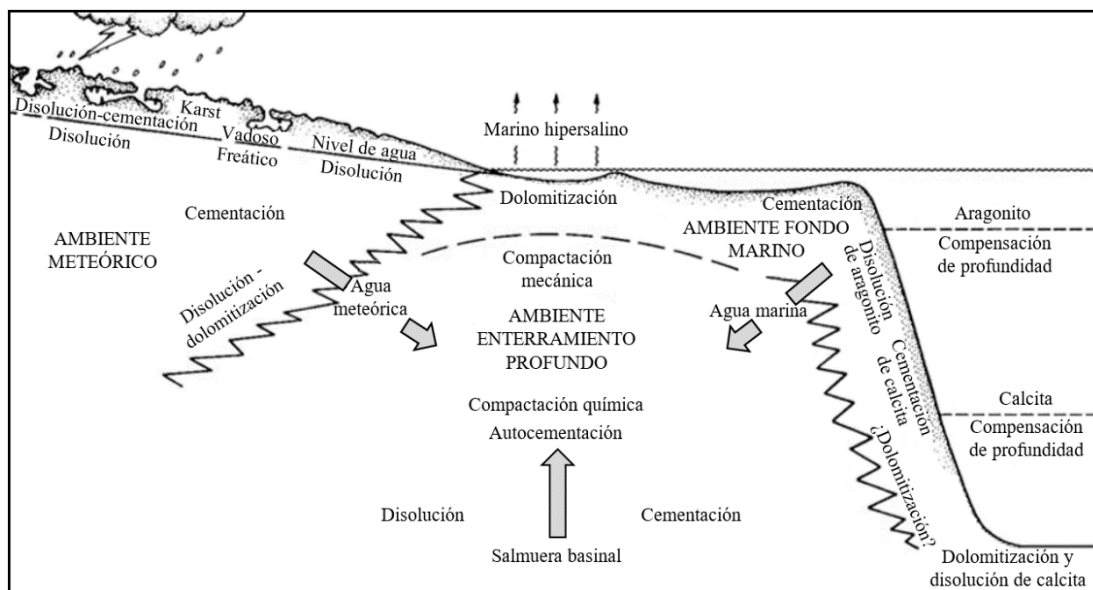


Figura 3.1. Ambientes principales en los que se producen modificaciones postdeposicionales de sedimentos carbonatados. Además, se indican los procesos gobernantes que operan en cada dominio diagenético (modificado de Moore, 1989).

3.1.3 Diagénesis en el ambiente del fondo marino

Los organismos participan de diferentes formas para generar sedimentos carbonatados mediante procesos biogénicos. Sin embargo, una vez que estos sedimentos se depositan, dichos organismos pueden degradar y descomponer los granos esqueléticos y otros materiales carbonatados presentes. Esta degradación orgánica es un proceso de formación porque produce sedimentos de grano más fino. No obstante, se incluye como un tipo de diagénesis muy temprana debido a que provoca la modificación de sedimentos previamente formados (Flügel, 2004).

Algunos organismos como las algas, hongos y bacterias perforan los sustratos de carbonato en profundidades de agua que se extienden desde los 70 metros (algas) hasta los 500 metros (hongos), existiendo algunas bacterias heterotróficas (sin fotosíntesis) que alcanzan profundidades abisales (Friedman *et al.*, 1971). La perforación por estas entidades es un proceso particularmente importante para modificar el material esquelético y los granos de carbonato.

Posteriormente, se precipita aragonita de grano muy fino y/o calcita de alto contenido de magnesio (calcita magnésiana) en los orificios dejados por estos organismos. Si las actividades de perforación son prolongadas e intensas, toda la superficie de un grano puede estar envuelta por estas aragonitas, o también, puede haber perforaciones rellenas de calcita magnésiana, lo que resulta en la formación de una capa delgada de micrita alrededor del grano. Este recubrimiento se denomina envoltura de micrita (Bathurst, 1966).

Además de estas actividades de perforación, los organismos contribuyen a la destrucción de carbonatos en el medio marino de diversas maneras (Milliman, 1974). Las actividades de bioturbación de los organismos pueden agitar a los sedimentos carbonatados, lo que resulta en la mezcla textural y la destrucción de estructuras sedimentarias tales como laminaciones (Boggs, 2009).

De acuerdo con Rossi (2010), gran parte del carbonato existente en el ambiente marino consiste en restos de organismos secretores de CaCO_3 , aunque diversos estudios han demostrado que la mineralogía de carbonatos de los esqueletos es diferente para diferentes grupos

de organismos. Por ejemplo, la mayoría de los moluscos están compuestos de aragonita, aunque algunos gasterópodos están compuestos de calcita baja en magnesio. Los equinodermos están compuestos de calcita de alto contenido en magnesio y los foraminíferos están compuestos de calcita de bajo o alto contenido de magnesio (Flügel, 2004).

La solubilidad relativa de los minerales de carbonato depende del contenido de magnesio presente en la calcita magnesiana. En consecuencia, dependiendo de su composición, puede ocurrir una disolución selectiva de materiales de carbonato (Boggs, 2009). De manera que, la calcita muy alta en magnesio (más del 12% de $MgCO_3$) es la más soluble, seguida por la aragonita y la calcita magnesiana con aproximadamente 12% de $MgCO_3$. A su vez, esta aragonita y la calcita magnesiana son más solubles que la calcita magnesiana con menos del 12% de $MgCO_3$, seguida por la calcita de bajo contenido de magnesio (4% de $MgCO_3$ o menos), y finalmente la dolomita, la cual es la menos soluble (James y Choquette, 1984) y cuya tasa de disolución es aproximadamente 100 veces más lenta que la de la calcita y la aragonita (Busenberg y Plummer, 1986).

Las solubilidades de todos estos minerales también varían en función de la temperatura y la presión, disminuyendo cuando existe un incremento en la temperatura y elevándose con un aumento en la presión del agua. Las variaciones típicas de la temperatura con la profundidad en las zonas tropicales se muestran en la figura 3.2, la cual señala las curvas de solubilidad relativa de la aragonita y la calcita en términos de porcentaje de carbonato en los sedimentos, asignando cuatro zonas principales de la diagénesis en el ambiente del fondo marino.

De este modo, se establece que el agua marina se vuelve insaturada en carbonatos conforme se incrementa la profundidad del océano y a temperaturas más frías en aguas poco profundas de latitudes altas. Debido a esto, la mayor parte de la disolución del carbonato en el fondo marino tiene lugar fuera de las cálidas aguas poco profundas de la zona I, que es la zona de precipitación y cementación, de manera que, la disolución puede comenzar en la zona diagenética II, acelerarse en la zona III y completarse en la zona IV (figura 3.2), justo debajo de la línea de profundidad de compensación de la calcita. Por lo tanto, se deduce que muy poco sedimento carbonatado se genera fuera de la zona I, excepto los granos esqueléticos (Boggs, 2009).

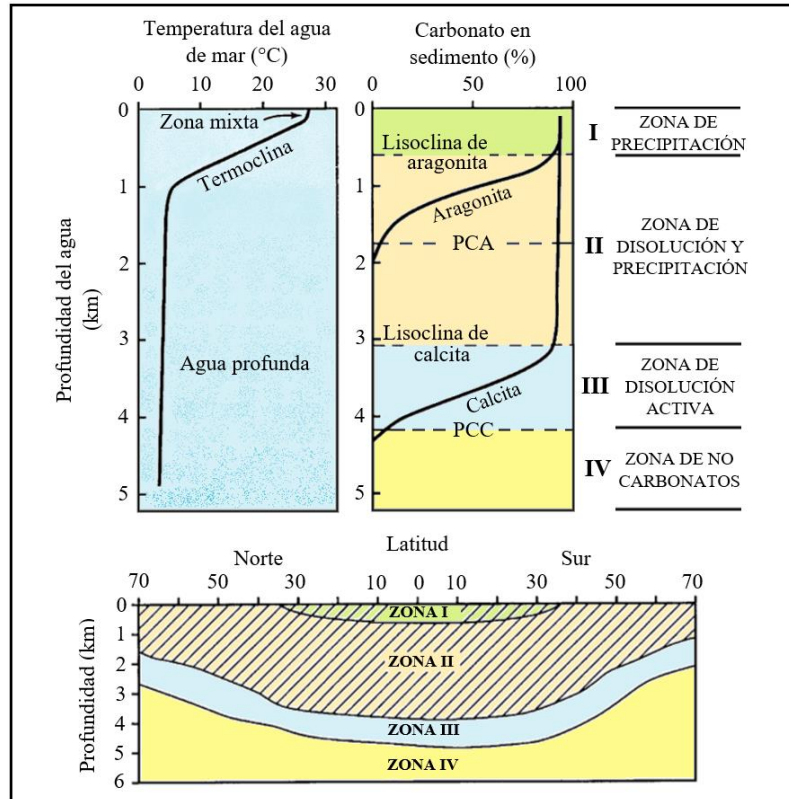


Figura 3.2. Diagramas generalizados que muestran variaciones en la temperatura del agua con respecto a la profundidad, y las posiciones relativas de las lisoclinas de aragonita y calcita y sus profundidades de compensación, donde PCA = Profundidad de Compensación de Aragonita, PCC = Profundidad de Compensación de Calcita. Las zonas principales de la diagénesis en el ambiente del fondo marino se trazan a la derecha (modificado de James y Choquette, 1983b).

Las profundidades de compensación de la aragonita y la calcita se refieren a las profundidades por debajo de las cuales estos minerales se disuelven más rápido de lo que se estén acumulando, es decir, dichos minerales no se encuentran en el océano por debajo de estas profundidades. En promedio, la profundidad de compensación del aragonito en el océano es menor en más de 2 km que la profundidad de compensación de la calcita (James y Choquette, 1983b).

Por otro lado, la cementación marina temprana ocurre principalmente en la zona de precipitación, comenzando dentro de los poros o en cavidades de los granos de carbonato que se encuentran dispersos en el fondo marino, o enterrados a muy poca profundidad por debajo de la interfaz del sedimento. Las mejores condiciones para la cementación de los granos se encuentran en aquellas áreas en donde existe un suministro constante de fluido saturado en

CaCO_3 proporcionado por la buena circulación de agua o la turbulencia originada mediante olas o corrientes (figura 3.3).

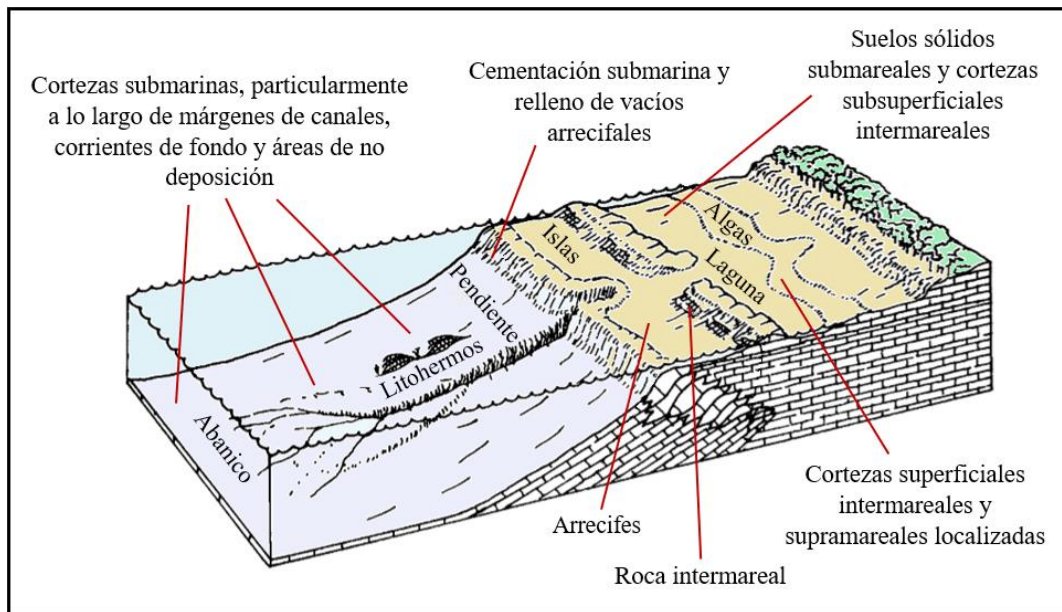


Figura 3.3. Sitios principales de cementación de carbonatos en el ambiente del fondo marino (modificado de Harris *et al.*, 1985).

Debido a que cada volumen de poro de agua de mar contiene CaCO_3 disuelto en cantidades extremadamente pequeñas y sólo un mínimo porcentaje puede precipitar, los fluidos contenidos en los poros deben renovarse constantemente para que un poro pueda llenarse de cemento (Scholle y Halley, 1985).

Un requisito adicional para la cementación de los granos es que el material debe estar lo suficientemente estabilizado para permitir que se produzca la cementación antes de que los granos sean removidos por las corrientes o el oleaje (Rossi, 2010).

La calcita con alto contenido de magnesio es aparentemente el mineral más dominante en el cemento del ambiente marino (James y Ginsburg, 1979). Este mineral puede aparecer en cristales de tamaño micrítico, los cuales forman cortezas muy finas alrededor de los granos o llenan los espacios porosos entre ellos. Sin embargo, la micrita no es estrictamente un cemento, ya que no puede unir los granos sino que sólo rellena a los poros (Moore, 1989). La calcita magnesiana puede presentarse también en cristales fibrosos y afilados que forman cortezas más gruesas (figura 3.4).

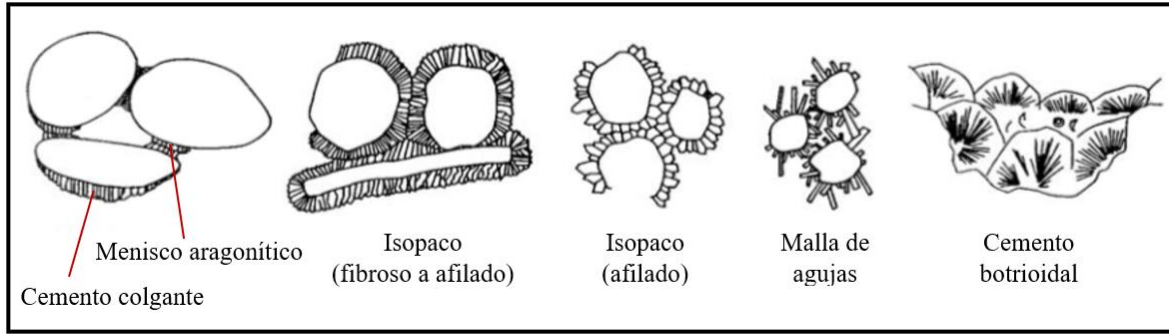


Figura 3.4. Principales tipos de cementos que se forman en las rocas carbonatadas del ambiente diagenético del fondo marino (modificado de James y Choquette, 1983b).

Otro proceso diagenético que ocurre en el ambiente del fondo marino es el neomorfismo (Folk, 1965), el cual abarca todas las transformaciones entre un mineral y él mismo o un polimorfo. Es decir, el neomorfismo incluye la transformación polimórfica de aragonita a calcita (calcitización), la alteración de calcita magnesiana a calcita y la recristalización.

La calcitización puede conservar vestigios de las texturas de aragonita, las cuales pueden estar contorneadas por restos de materia orgánica u otro material insoluble (Sandberg, 1983). Por otro lado, la recristalización es principalmente un cambio en el tamaño o forma de los cristales y no sólo incluye la sustitución de pequeños cristales de calcita por cristales más grandes en los que no hay cambio en su mineralogía, sino también comprende a los cambios de calcita de alto magnesio a calcita de bajo magnesio (Folk, 1965; Wardlaw *et al.*, 1978).

Normalmente, el neomorfismo genera un aumento en el tamaño de los cristales de carbonato y se debe considerar que se produce sin cambios en la composición química principal, aunque la composición de elementos traza y de isótopos puede variar (Boggs, 2009).

3.1.4 Diagénesis en el ambiente meteórico

Como se ha mencionado anteriormente, los sedimentos carbonatados que inicialmente han sido depositados en un ambiente de fondo marino pueden ponerse en contacto con las aguas meteóricas de al menos tres formas. La primera implica el llenado completo de sedimentos de una cuenca de carbonatos poco profunda al nivel del mar o por encima del mismo, la segunda posibilidad hace referencia al descenso del nivel del mar, el cual expone a los

carbonatos formados previamente, y por último, involucra el levantamiento tardío de los carbonatos más antiguos, transportándolos hacia la zona de agua meteórica (Land, 1986).

La disolución es uno de los principales procesos diagenéticos que ocurren en el ambiente meteórico y puede producirse por corrosión simple (disolución por agua de lluvia), corrosión orgánica (disolución debida al aumento de CO₂ por la materia orgánica en descomposición en los suelos), corrosión por mezcla (resultante de la mezcla de diferentes aguas meteóricas o mezcla de agua meteórica con agua congénita o agua de mar) y corrosión hidrostática (debido al aumento de la presión hidrostática con la profundidad, por debajo del nivel freático) (James y Choquette, 1984).

Aunque la calcita con bajo contenido de magnesio es más estable (menos soluble) que la aragonita y la calcita magnesiana en aguas del ambiente meteórico, debido a las bajas relaciones de Mg/Ca y salinidades de estas aguas tan agresivas, la calcita también puede sufrir una disolución parcial o completa.

El ambiente meteórico se encuentra seccionado en tres zonas que experimentan algunas diferencias en sus procesos diagenéticos como a continuación se describe.

1. *Diagénesis en la zona vadosa*: El agua meteórica químicamente agresiva circula continuamente hacia el interior mediante filtración por diaclasas o fisuras que funcionan como fáciles vías de acceso dentro de un cuerpo de sedimento carbonatado marino. Esta agua causará una disolución extensa de aragonita y calcita magnesiana, siendo también capaz de disolver la calcita (James y Choquette, 1984). La calcita magnesiana se disuelve de manera incongruente (Bathurst, 1980) y, presumiblemente, las partes más ricas en MgCO₃ de los granos esqueléticos se disuelven primero (Richter y Füchtbauer, 1978). La calcita disuelta puede precipitar en el interior de los granos como los fósiles y en el espacio de poros abiertos entre los granos para formar cemento (James y Choquette, 1984; figura 3.5).

2. *Diagénesis en la zona freática*: La zona freática de agua dulce se encuentra debajo de la zona vadosa, y todo el espacio poroso en esta zona está lleno de agua meteórica que puede provocar disolución o precipitación. La parte superior de esta zona es el nivel freático, el cual mantiene una actividad diagenética particularmente intensa (Moore, 1989). El agua ingresa a la zona freática por infiltración vadosa o directamente a través de fracturas o escorrentía y

se mueve hacia alguna salida o área de descarga (Boggs, 2009). Longman (1980) propuso un modelo ideal para la diagénesis freática de agua dulce, en el que asumió que las aguas freáticas se saturan cada vez más con CaCO_3 a medida que aumenta la profundidad. Según este modelo, la disolución predomina en las partes menos profundas de la zona freática, mientras que la cementación (o ninguna actividad diagenética) ocurre en la parte más profunda en donde dominan cementos isopacos y en bloques con bordes syntaxiales (figura 3.5).

3. *Diagénesis en la zona de mezcla*: Esta zona es una línea de transición debido a que hay una mezcla entre el agua dulce y el agua salina, constituyendo el contacto entre ambos tipos de masas acuosas (Boggs, 2009). Se tiene un considerable interés en la zona de mezcla como un posible sitio para la dolomitización, aunque diversos estudios han registrado la ocurrencia de poca dolomita en esta zona. Con respecto al comportamiento del CaCO_3 , la disolución aparenta ser más importante que la precipitación, razón por la cual se tiene la presencia de cuevas formadas en rocas carbonatadas. La precipitación de calcita, si ocurre, es más probable que tenga lugar en la parte baja de la zona. Además, el cemento de calcita puede volverse más rico en magnesio más abajo de la zona de mezcla (James y Choquette, 1984).

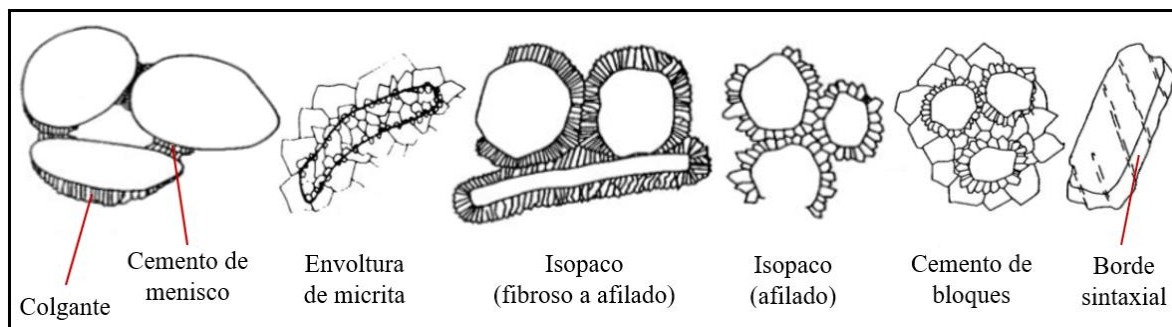


Figura 3.5. Principales tipos de cementos que se forman en las rocas carbonatadas del ambiente diagenético meteórico, los cuales están compuestos predominantemente de calcita. Los cementos de menisco, colgante y envoltura de micrita pertenecen a la zona vadosa, mientras que el resto están presentes en la zona freática (modificado de James y Choquette, 1983b).

3.1.5 Diagénesis en el ambiente de enterramiento profundo

Los sedimentos carbonatados previamente modificados por diagénesis en el fondo marino o en la zona meteórica, así como los carbonatos que pueden haber escapado de la litificación del fondo marino o la diagénesis meteórica, finalmente son enterrados. A esta zona de enterramiento profundo debajo del alcance de los procesos relacionados con la superficie

se le conoce como ambiente diagenético mesogenético (Choquette y Pray, 1970). En ella, los carbonatos tienen sus tiempos de residencia más largos, por lo tanto, existe una amplia oportunidad para que se produzca una diagénesis adicional en este ambiente (Moore, 1989).

El proceso exacto de la diagénesis en el ambiente de enterramiento profundo depende de varios factores: la mineralogía del material de partida (aragonita, calcita magnesiana o calcita baja en magnesio), tamaño de grano y textura del sedimento, porosidad y permeabilidad, composición de los fluidos de los poros, y la temperatura y presión del medio de entierro profundo (Scholle y Halley, 1985).

De este modo, los sedimentos carbonatados compuestos principalmente de aragonita y calcita magnesiana tienen un potencial considerablemente mayor para generar cementos de calcita a través de los procesos de disolución y reprecipitación (Boggs, 2009).

Los sedimentos de grano fino pueden sufrir compactación más fácilmente que los sedimentos más gruesos. Además, los sedimentos de grano fino tienen baja permeabilidad (aunque la porosidad puede ser alta), lo que limita el paso de fluidos a través de los sedimentos. Por lo anterior, el tamaño del grano y la permeabilidad tienen efectos inversos sobre la diagénesis química (Rossi, 2010).

En las últimas etapas de la diagénesis de carbonatos, la porosidad tiende a ser destruida por compactación y cementación, reduciéndose el volumen de agua disponible para la diagénesis (Flügel, 2004). En algunos sistemas de carbonatos, los hidrocarburos líquidos pueden estar presentes en aguas de poro en alguna etapa. Se cree que estos hidrocarburos inhiben la solubilidad por presión así como la formación de cementos (Feazel y Schatzinger, 1985).

En un enterramiento más profundo, la composición del agua de poro y el pH tienen una influencia extremadamente importante en los procesos diagenéticos como la disolución, la solubilidad por presión, la cementación, la dolomitización y el neomorfismo, debido a que los fluidos se mueven hacia abajo o hacia arriba a través de los sedimentos (Rossi, 2010).

La temperatura es otro agente que influye en la diagénesis de este ambiente. El gradiente geotérmico promedio en las cuencas sedimentarias es de aproximadamente 25°C/km, aunque en ocasiones este gradiente oscila entre los 10°C/km hasta los 35°C/km en diferentes cuencas (Worden y Burley, 2003). El aumento de la temperatura provoca un aumento en la

velocidad de las reacciones químicas y una disminución significativa en la solubilidad de la calcita y otros minerales carbonatados, favoreciéndose la precipitación de los cementos de carbonato y la dolomitización durante un enterramiento más profundo (Feazel y Schatzinger, 1985).

Sellwood *et al.* (1989), destacan la importancia de la temperatura, ya que es un factor fundamental en la conversión de materia orgánica a ácidos orgánicos, kerógeno e hidrocarburos mediante una maduración térmica durante la diagénesis del enterramiento.

Por otro lado, se afirma que tanto la presión hidrostática como la presión litostática aumentan linealmente al aumentar la profundidad del entierro. Los sedimentos sometidos a enterramiento frecuentemente se ven afectados por presiones dirigidas relacionadas con tensiones tectónicas. Estas diferencias de presión crean tensión, la cual se descarga mediante disolución y es la fuerza que impulsa la solubilidad por presión o la compactación química (Choquette y James, 1987).

El ambiente de enterramiento profundo se caracteriza por la variedad de eventos diagénéticos que ocurren en el medio. Los más significativos incluyen la compactación física y química, cementación, neomorfismo, reemplazo y disolución, y son brevemente descritos a continuación.

1. *Compactación física.*

Involucra al empaquetado y reorientación de granos, esto es debido a que la porosidad inicial de los sedimentos acuosos de carbonatos recién depositados es muy alta, oscilando del 40 al 80% dependiendo del tamaño de grano y la naturaleza de las partículas carbonatadas (Boggs, 2009). La porosidad se reduce considerablemente. Dicho proceso continúa hasta que se establece un marco con soporte de grano, el cual puede ocurrir dentro de unos pocos metros por debajo del fondo marino (Choquette y James, 1987). La cantidad de porosidad perdida en este proceso es pequeña en sedimentos ricos en granos (10% del volumen original de poros) y grande en aquellos sedimentos ricos en lodo (40% del volumen original poroso), y produce deformación en dichos granos conforme los sedimentos se van enterrando más profundamente, la presión de sobrecarga incrementa y los granos carbonatados se empaquetan aún más fuerte (Flügel, 2004; figura 3.6). Además, la compactación física también incluye efectos

de compresión y deformación de la materia orgánica, aplanando a los granos y triturando conchas simultáneamente (Shinn y Robbin, 1983).

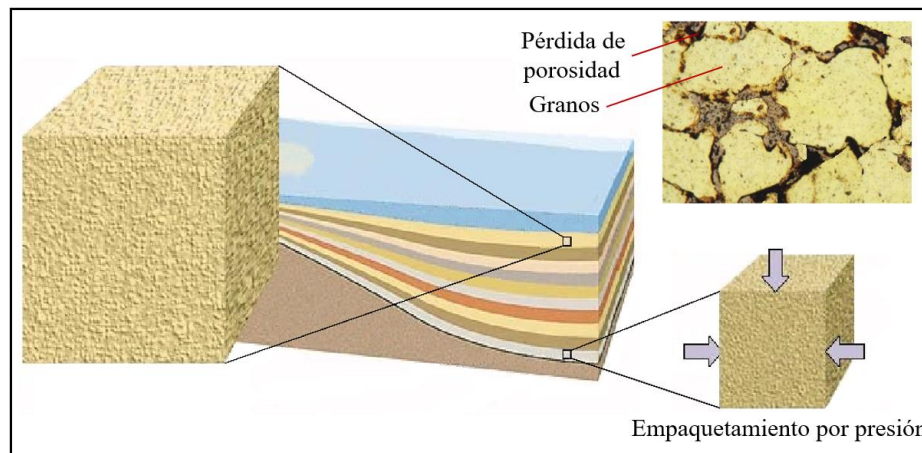


Figura 3.6. Efectos de la compactación física en los sedimentos (modificado de Vázquez, 2016).

2. Compactación química.

En ocasiones se desarrolla solubilidad por presión grano a grano generándose costuras en los puntos de contacto de ambos granos dando como resultado unas suturas llamadas estilolitas (Tucker, 1991), las cuales se describen más ampliamente en el siguiente apartado de este capítulo. Esta solubilidad por presión es un proceso propio de la compactación química (Lloyd, 1977) y es muy frecuente en las rocas carbonatadas, produciendo una variedad de microestilolitas y estilolitas a gran escala, siendo características comunes de dichas rocas. Parece poco probable que se desarrollen estilolitas en carbonatos que no contienen ningún mineral insoluble.

La solubilidad por presión comienza en profundidades de enterramiento que sobrepasan los 200 metros y ocurre cuando el carbonato de calcio sólido se disuelve y cambia a líquido, creando una película de solución (Robin, 1978). Los iones de calcio y bicarbonato liberados en la solución se alejan de la superficie de contacto hacia áreas o poros adyacentes de menor presión (Feazel y Schatzinger, 1985).

3. Cementación.

Los cementos de este ambiente se producen tanto en carbonatos de aguas profundas como en aguas poco profundas de grano más grueso (Boggs, 2009). Estos cementos de calcita

están compuestos de cristales muy finos que oscilan de 1 a 10 micrones (Folk, 1980; figura 3.7) y pueden ser analizados a mayor detalle mediante el microscopio electrónico de barrido. Sin embargo, a pesar de su diminuto tamaño son lo suficientemente grandes para contener varios granos de carbonato, formándose así el cemento poiquilotópico (Friedman, 1965; figura 3.8). La catodoluminiscencia no es concisa, los cementos pueden o no mostrar zonación composicional, además de ser comunes las inclusiones fluidas (comprendiendo fases gaseosas o líquidas) y las inclusiones de hidrocarburos (Sellwood *et al.*, 1989).

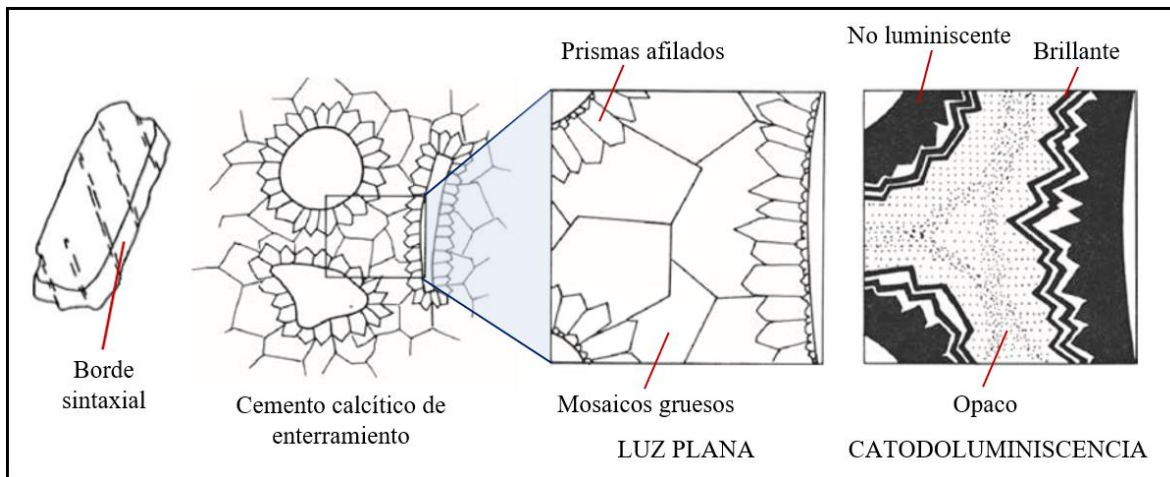


Figura 3.7. Representación esquemática de los principales tipos de cementos que se forman en las rocas carbonatadas del ambiente diagenético de enterramiento profundo. Los cementos analizados mediante imágenes de catodoluminiscencia pueden mostrar luminiscencia de bandas que van desde no luminiscentes a brillantes y opacas. Estas bandas reflejan diferencias en el contenido de Fe y Mn que pueden indicar diferentes generaciones de cemento (modificado de Choquette y James, 1987).

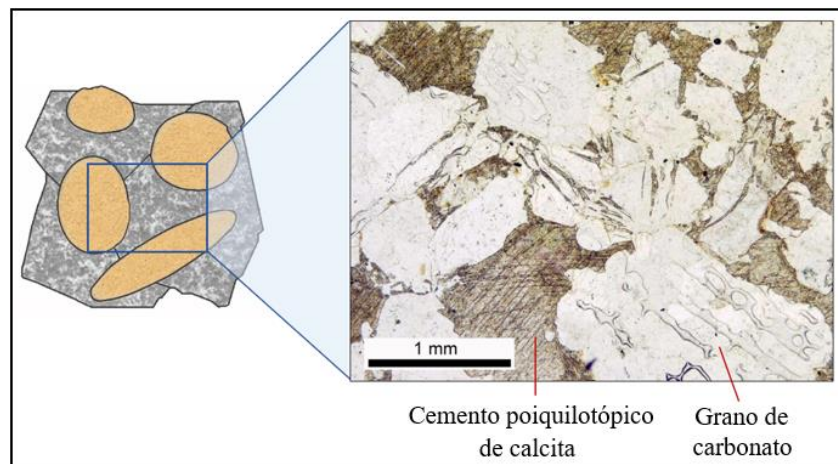


Figura 3.8. Cemento poiquilotópico relleno de poros intergranulares. Los cristales del cemento muestran líneas de exfoliación muy bien definidas (modificado de Rossi, 2010).

4. *Neomorfismo.*

El neomorfismo produce un aumento en el tamaño de los cristales y no incluye la formación de cavidades móldicas por solución ni su posterior sellado con cemento. Aunque, Folk (1965) propone que también es posible una disminución en el tamaño del cristal y para ejemplificarlo sugiere la alteración parcial o completa de un fragmento de equinodermo, el cual es cristal de calcita simple y se convierte en mosaicos de pequeños cristales. Este no es un proceso común, sin embargo, puede ocurrir en condiciones de esfuerzo o metamorfosis baja (Flügel, 2004).

5. *Reemplazo.*

El reemplazo involucra la disolución de un mineral y la precipitación casi simultánea de otro con diferente composición en ese mismo lugar (Fernández, 2000). Este proceso es similar a la transformación polimórfica, sin embargo, el reemplazo implica minerales de diferente composición y puede destruir o preservar la fábrica, como es el caso de la sustitución de aragonita o calcita por dolomita, en el cual gran parte de la fábrica es destruida (Boggs, 2009).

Según Tucker (1991), el mineral de reemplazo más común en las rocas carbonatadas es la dolomita, ya que puede reemplazar a la aragonita o a la calcita en una escala masiva. Después de esta le sigue el pedernal, cuyos cuerpos de reemplazo pueden variar en tamaño, desde micrómetros dentro de granos de carbonato hasta nódulos y lentes de tamaño de centímetros que envuelven granos de carbonato y micrita. Existen también otros minerales que pueden reemplazar a los carbonatos durante la diagénesis, incluidos la pirita, hematita, apatita y anhidrita (Tucker, 1991).

6. *Disolución.*

La disolución puede o no actuar de manera selectiva de su fábrica, es decir, una disolución selectiva involucra la eliminación preferencial de calcita biogénica menos estable y posiblemente de granos de carbonato calcitizados, mientras que en la disolución no selectiva de la fábrica, la disolución comienza en poros interparticulares o intergranulares que se agrandan al ser disueltos y se convierten en cavidades vugulares (Boggs, 2009). Dichas cavidades son la mejor evidencia de la disolución en el enterramiento profundo y presentan una

forma redondeada que corta todos los elementos de textura, incluyendo a los granos de carbonatos, los cementos de enterramiento tardío y las estilolitas (Escobar, 2012).

La disolución puede crear cantidades significativas de porosidad secundaria en los reservorios de carbonato, en donde, junto con la permeabilidad influyen en la migración de los hidrocarburos para su acumulación posterior, siendo la porosidad la responsable de determinar la cantidad que se podrá almacenar (Tucker, 1991).

El análisis e interpretación de la porosidad en las rocas carbonatadas requiere un conocimiento previo de su origen, clasificación, evolución y conservación debido a que estas rocas contienen más de la tercera parte de las reservas mundiales de petróleo, constituyendo un tema de interés científico ampliamente estudiado por la importancia económica que representa (Boggs, 2009). Por esta razón, en la siguiente sección se analiza a profundidad la porosidad secundaria mediante el fracturamiento en las rocas de yacimiento, lo cual complementa a este contenido sobre diagénesis ya que ambos procesos están estrechamente vinculados.

La figura 3.9 esquematiza en resumen la diagénesis de carbonatos marinos, incluyendo los ambientes diagenéticos y los procesos que actúan en cada uno de los regímenes descritos anteriormente.

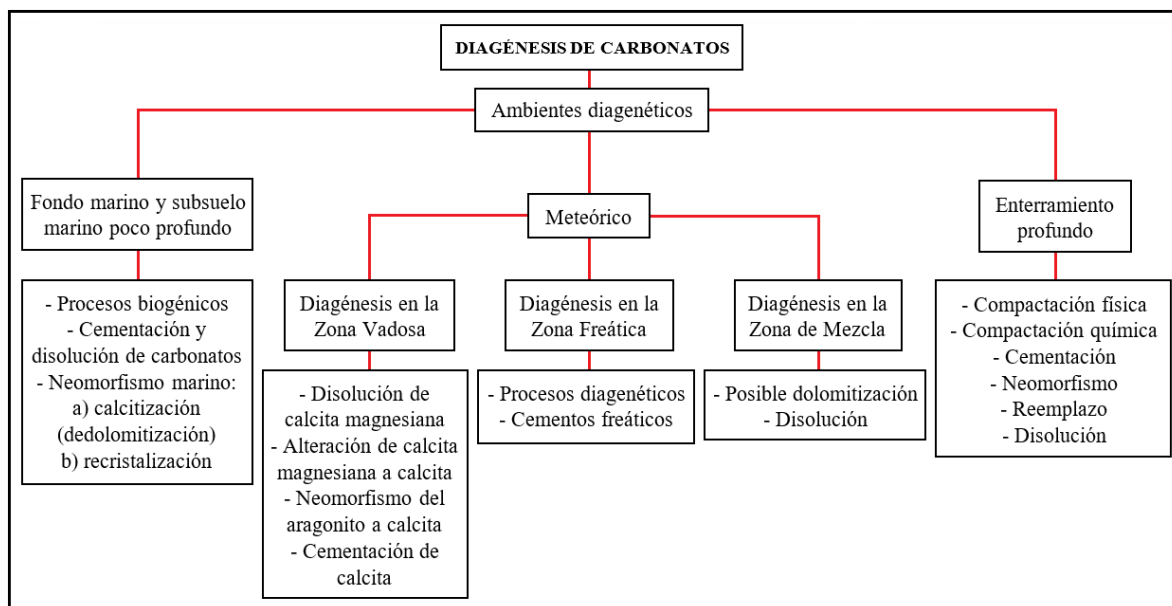


Figura 3.9. Esquema que sintetiza los procesos diagenéticos en carbonatos marinos.

3.2 YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS

3.2.1 Introducción

Los yacimientos naturalmente fracturados representan un gran porcentaje de las reservas mundiales de hidrocarburos, siendo un objetivo importante de exploración (Meissner y Thomasson, 2001). Se denomina yacimiento naturalmente fracturado a una masa rocosa que posee un sistema múltiple de porosidad compuesto por fracturamiento altamente desarrollado, el cual origina redes de fracturas que controlan la permeabilidad principal permitiendo el flujo de hidrocarburos y contribuyendo significativamente a su almacenamiento. La capacidad de almacenamiento puede estar relacionada con la porosidad de la fractura y con la porosidad de la matriz (Lonergan *et al.*, 2007).

Los yacimientos fracturados que se encuentran actualmente en producción se extienden por todo el mundo y son particularmente comunes en rocas carbonatadas de porosidad y permeabilidad de matriz bajas (Aguilera, 1995).

Las fracturas que forman la red dentro de un yacimiento se originan de dos maneras básicas. Una ocurre durante la formación de la roca y la otra a través de eventos tectónicos subsecuentes. Esta clasificación corresponde a la porosidad primaria y a la porosidad secundaria de fractura (Gudmundsson y Lotveit, 2012). Las fracturas formadas por deformación tectónica frágil son el foco más común para los estudios de yacimientos naturalmente fracturados (Bratton *et al.*, 2006).

Generalmente las rocas se constituyen por dos sistemas porosos bien definidos: la porosidad intergranular (formada por dos espacios vacíos entre los granos de la roca) y la porosidad de fracturas. En rocas carbonatadas, el sistema poroso puede tener huecos de disolución o vacuolas, tratándose de una porosidad adicional definida como porosidad vacuolar, a lo que actualmente se le conoce como triple porosidad (Corbett *et al.*, 2012).

Los yacimientos naturalmente fracturados, en muchas ocasiones, van a poseer los tres sistemas de porosidad previamente mencionados: porosidad de fractura, porosidad de matriz y porosidad vacuolar (tanto conectadas como aisladas), lo cual implica un múltiple movimiento de fluido haciendo que su modelación sea más compleja (Bratton *et al.*, 2006).

3.2.2 Clasificación

Los yacimientos naturalmente fracturados se pueden clasificar de varias maneras (Aguilera, 1995). La mayoría de los yacimientos sedimentarios, si no es que todos, contienen fracturas en mayor o menor grado. La cantidad de recursos necesarios para la identificación, caracterización y modelación de dichas fracturas dependerá del grado en el que estas intervengan en la circulación de fluidos en un yacimiento, esto es, debido a que las fracturas no siempre conducen fluido, constituyendo una barrera para su flujo (Lonergan *et al.*, 2007).

Los yacimientos naturalmente fracturados se clasifican con base en la interacción existente entre las contribuciones de porosidad y permeabilidad relativas tanto del sistema de fracturas como del sistema de matriz (Nelson, 2001; tabla 3.1; figura 3.10).

Tabla 3.1. Clasificación de los tipos de yacimientos naturalmente fracturados (modificado de Nelson, 2001).

TIPO	DESCRIPCIÓN
1	Las fracturas proveen tanto los elementos de porosidad como los elementos de permeabilidad
2	La porosidad y la permeabilidad en la matriz son bajas, las fracturas proveen la permeabilidad esencial para la productividad
3	Poseen alta porosidad de matriz y pueden producir sin fracturas, de manera que las fracturas en estos yacimientos proveen permeabilidad adicional
4	Las fracturas no suman porosidad y permeabilidad significativa, por el contrario, constituyen barreras para el flujo
M	La porosidad y la permeabilidad matricial son altas, las fracturas abiertas pueden mejorar la permeabilidad pero las fracturas naturales frecuentemente forman barreras, ocasionando una disminución de la circulación de fluidos en el yacimiento
G	Incluyen a los depósitos de gas fracturados no convencionales y a los de gas condensado fracturados

La circulación de fluidos dentro de los yacimientos naturalmente fracturados normalmente se ve afectada por diversos factores que incluyen la orientación de los esfuerzos, las direcciones de las fracturas naturales, la condición de las fracturas (rellenas de minerales o abiertas), las propiedades y fases de los fluidos de yacimientos, y la historia de producción e inyección del campo (Bratton *et al.*, 2006). Por lo anterior, debe conocerse tanto el sistema de fracturas naturales como el sistema de matriz de un yacimiento, comprendiendo la compleja interacción de flujo entre ambos sistemas.

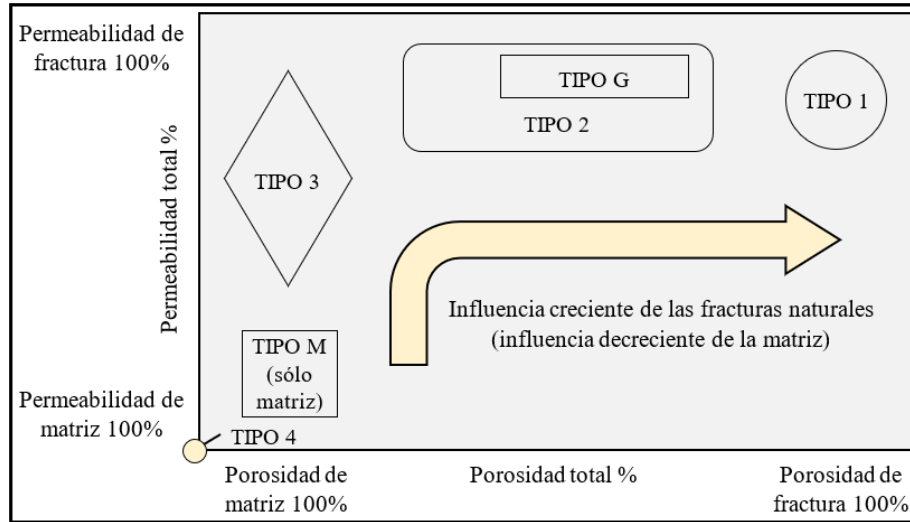


Figura 3.10. Esquema de clasificación de los yacimientos naturalmente fracturados. La mayoría de los yacimientos tipo G corresponden o se aproximan a la clasificación tipo 2 (modificado de Bratton *et al.*, 2006).

3.2.3 Fracturas naturales

Las fracturas desempeñan un papel importante en el mantenimiento de la energía del yacimiento y en la conectividad vertical de los depósitos carbonatados de doble porosidad y permeabilidad (Schwans *et al.*, 2009), por ello, resulta de interés profundizar en su estudio y análisis para una mejor comprensión de su origen y funcionamiento.

De manera general, se utiliza el término fractura de yacimiento para describir una discontinuidad planar macroscópica de origen natural en la roca debido a una deformación o diagénesis física (Nelson, 2001).

Las fracturas representan elementos esenciales de la migración de hidrocarburos y el flujo en las rocas (Aydin, 2000). Los pozos perforados dentro de zonas con fracturamiento abierto tienen una productividad considerablemente más alta (hasta cuatro veces) que los perforados en áreas no fracturadas (yacimientos únicamente con porosidad de matriz) (Ameen *et al.*, 2010). Las fracturas naturales en las rocas de un yacimiento son un factor muy importante que puede contribuir significativamente a la producción de hidrocarburos, ya que dentro de litologías de permeabilidad de matriz baja mejoran la permeabilidad y permiten una mayor producción. Sin embargo, en ocasiones son estas mismas fracturas quienes dificultan dicho proceso (Sonntag *et al.*, 2012).

Aunque la mayoría de los yacimientos de hidrocarburos son afectados de alguna manera por fracturamiento natural, los efectos de las fracturas se desconocen y se subestiman en muchas ocasiones. En los yacimientos carbonatados, estas fracturas ayudan a generar porosidad secundaria y estimulan la comunicación entre los compartimientos del yacimiento. No obstante, estos conductos de alta permeabilidad a veces entorpecen el flujo dentro de un yacimiento, conduciendo a la producción prematura de agua o gas y haciendo que los esfuerzos de recuperación secundaria resulten ineficaces (Fernández *et al.*, 2011).

El estudio del fracturamiento presente en el yacimiento es imprescindible. No es conveniente minimizar su importancia debido a que el rendimiento económico del yacimiento comenzará a disminuir repentinamente. Por lo anterior, expertos manifiestan que el análisis de las fracturas naturales debería iniciar durante la etapa de exploración (Bratton *et al.*, 2006).

De acuerdo con Bratton *et al.* (2006), los afloramientos análogos de yacimientos pueden constituir la base de un cimiento litológico, estructural y estratigráfico sobre el que los geólogos podrán construir modelos conceptuales. En los yacimientos naturalmente fracturados, el estado de esfuerzos es importante porque determina si las fracturas están abiertas para conducir los fluidos. Conocer la orientación general de los sistemas de fracturas durante la planeación de los pozos aumenta significativamente la posibilidad de que se intercepten fracturas, de lo contrario, la omisión de una caracterización temprana del fracturamiento puede limitar severamente las opciones de desarrollo de campos petroleros (Bratton *et al.*, 2006).

Cuando se modelan yacimientos fracturados es indispensable comprender y predecir las propiedades de los sistemas de fracturas. La comprensión de estos yacimientos requiere la adquisición y el análisis de un extenso volumen de datos y, usualmente, comienza con una caracterización detallada de dichos sistemas de fracturas, considerando aspectos como su apertura, sellado, interconexión, orientación, abundancia, entre otras, describiendo siempre la composición de la matriz. Por lo anterior, deben conocerse los tipos de fracturas para obtener una mejor simulación del comportamiento de los fluidos a través de ellas, debido a que los diversos tipos de fracturas conducen el fluido de diferente forma.

Los tipos de fracturas se dividen en dos grupos relacionados con su modo de formación: las fracturas por esfuerzos de tensión, denominadas fracturas de extensión, y las fracturas por esfuerzo de corte, también conocidas como fracturas de cizalla (Bratton *et al.*, 2006).

Las fracturas de extensión se forman debido a un desplazamiento perpendicular a la fractura creada, es decir, a su plano de fractura. Por otro lado, las fracturas de cizalla son aquellas que se forman con el movimiento paralelo a su plano. Dentro de este tipo de fracturamiento (cizalla) se encuentra una subdivisión conocida en la mecánica de fracturas como desgarre, en la cual la cizalla es perpendicular a la dirección de propagación de la fractura (figura 3.11).

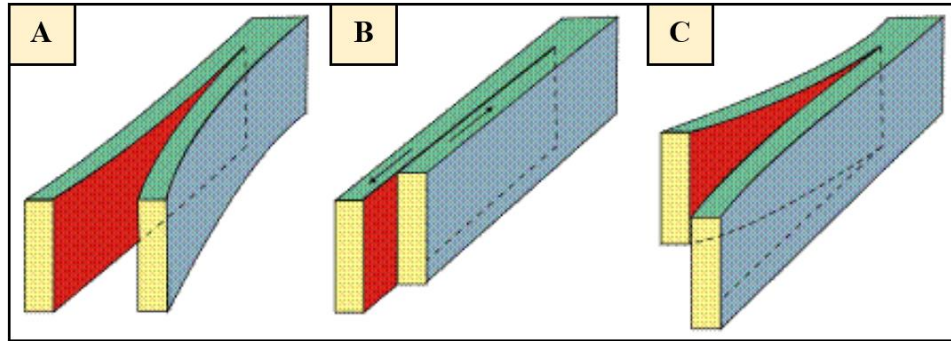


Figura 3.11. Principales tipos de fracturas. A) Fractura de extensión. B) Fractura de cizalla. C) Fractura de cizalla: desgarre (extraído de Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 2007).

Cuando las fracturas de cizalla y de extensión son sometidas a pruebas de laboratorio, se obtiene que ambas son formadas con una orientación que está relacionada con las tres direcciones de esfuerzos principales: el esfuerzo de compresión principal máximo (σ_1), el esfuerzo de compresión principal mínimo (σ_3) y el esfuerzo intermedio (σ_2) (figura 3.12).

En estas pruebas con ambiente controlado es común observar la creación de fracturas de extensión durante experimentos de compresión, a presiones de confinamiento bajas y en asociación con el desarrollo de fracturas por esfuerzo de corte.

Genéticamente, las fracturas se pueden relacionar con la formación y la estructura en la que se localizan. La presencia de fracturamiento sinsedimentario está relacionada con esfuerzos existentes durante la sedimentación, como la formación de diaclasas. Por otro lado, el fracturamiento postsedimentario toma lugar después de la sedimentación y litificación de la roca, generalmente debido a esfuerzos tectónicos ocasionados por el desarrollo de pliegues y fallas (Burg, 2017).

Mecánicamente las fracturas de cizalla y las fracturas de extensión pueden clasificarse fácilmente debido a que poseen contrapartes que existen naturalmente; las fracturas de cizalla

corresponden a fallas, mientras que las de extensión incluyen a las fisuras (grietas, fracturas, diaclasas).

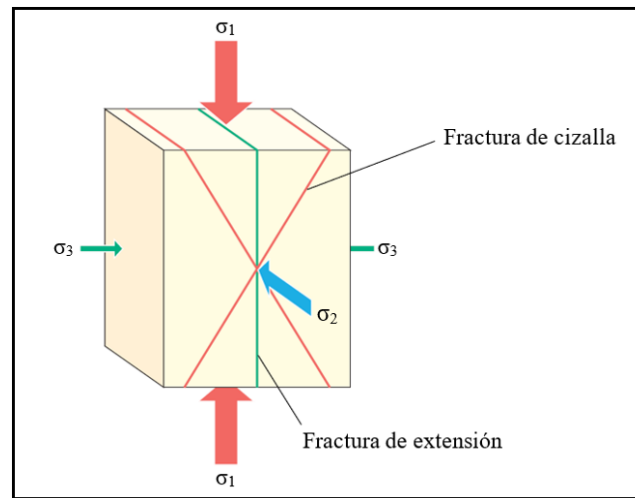


Figura 3.12. El diagrama indica los esfuerzos principales y su fracturamiento resultante. Las fracturas de extensión se forman paralelas a σ_1 y σ_2 , mientras que las fracturas de cizalla son paralelas a σ_2 (extraído de Bratton *et al.*, 2006).

1. Fallas:

Las fallas son formadas, en su mayoría, durante la ocurrencia de episodios tectónicos significativos, cuando el esfuerzo diferencial es alto. Cuentan con una amplia gama de escalas, sus desplazamientos varían desde milímetros hasta kilómetros. Las fallas tectónicas atraviesan la estratigrafía sin impedimentos, por ello se conocen como fallas no limitadas por estratos.

2. Fisuras:

Como se ha mencionado anteriormente, aquí se incluyen a las grietas, fracturas y diaclasas (*joints*); esto es debido a que la literatura, usualmente, las generaliza dentro de la misma categoría, minimizando las diferencias existentes y considerándolas estrechamente sinónimos. Las fisuras no involucran un desplazamiento visible de la estratificación, se forman en sentido perpendicular a ella y pueden ser o no limitadas por estratos. Las que son limitadas por estratos terminan en las superficies de estratificación y con frecuencia desarrollan un espaciamiento regular y forman redes conectadas bien organizadas. Aquellas no limitadas por estratos tienen lugar en una amplia gama de escalas y se agrupan espacialmente

(Odling *et al.*, 1999). Con frecuencia es difícil determinar el origen de las fisuras, pero se sabe a partir de la mecánica de las rocas que se forman con un valor efectivo de σ_3 bajo.

Las diaclasas son planos de separación en los que no se ha producido ningún desplazamiento de cizalla detectable, por ello se clasifican como fracturas extensionales. Las dos paredes de la pequeña apertura resultante generalmente permanecen en estrecho contacto (figura 3.13). Las diaclasas pueden ser resultado de tectónica regional (esfuerzos compresivos frente a un cinturón de montaña), plegado (debido a la curvatura de la estratificación), fallas o liberación de esfuerzo interno durante el levantamiento o enfriamiento (Burg, 2017).

Existen distintos tipos de fracturamiento creados a partir de mecanismos de reducción de volumen dentro de la roca y no a partir de fuerzas externas. Las fracturas por sinéresis (similares a una tela de gallinero) y las fracturas por cambio de fases minerales en los carbonatos, son las más importantes en la producción de petróleo y gas (Bratton *et al.*, 2006).

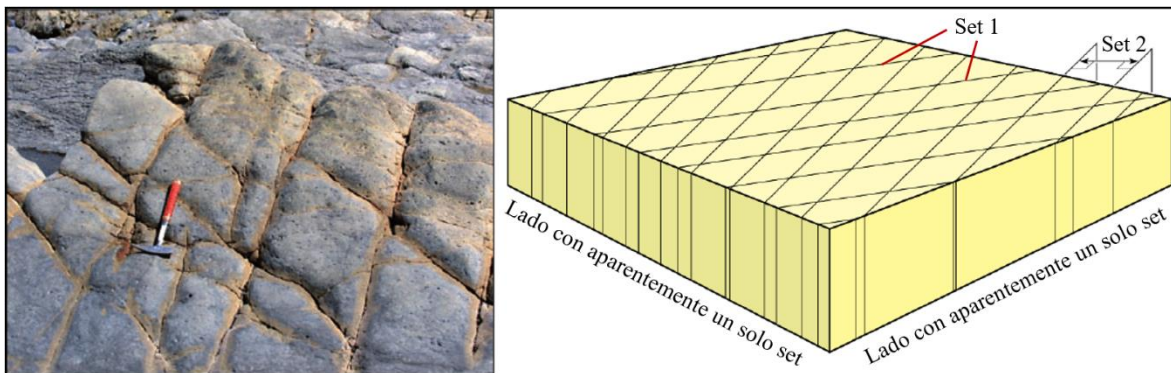


Figura 3.13. Diaclasas conjugadas en una caliza. Se observa la geometría en tres dimensiones de dos familias (*sets*) con direcciones que se cruzan entre sí. La meteorización se intensifica a lo largo de las superficies de fractura (modificado de Burg, 2017).

Las rocas carbonatadas son fácilmente solubles en fluidos agresivos (incluyendo el agua dulce). Esta disolución produce porosidad cárstica, originando cavernas o vacuolas, las cuales son importantes en la mayoría de los yacimientos carbonatados fracturados, ya que mejoran la porosidad a lo largo de los planos de fracturas preexistentes.

Debido a la sencilla solubilidad bajo presión, los carbonatos tienden a formar estilolitas desarrolladas en sentido perpendicular a σ_1 . Las estilolitas son superficies “suturadas” irregulares constituidas por residuos de minerales o materia insoluble de la caliza (arcillas, óxidos

de hierro, materia orgánica) presentes entre dos capas, generadas por disolución y presión sobre la roca, las cuales cortan indiscriminadamente los granos, el cemento y la matriz (Tucker, 1991; figura 3.14). Comúnmente, el fracturamiento asociado con las estilolitas está relacionado a las fracturas de extensión. Aunque la disolución facilita la permeabilidad, la mayoría de las veces las estilolitas pueden producir una reducción local de la misma debido a la acumulación particular de sus residuos insolubles.

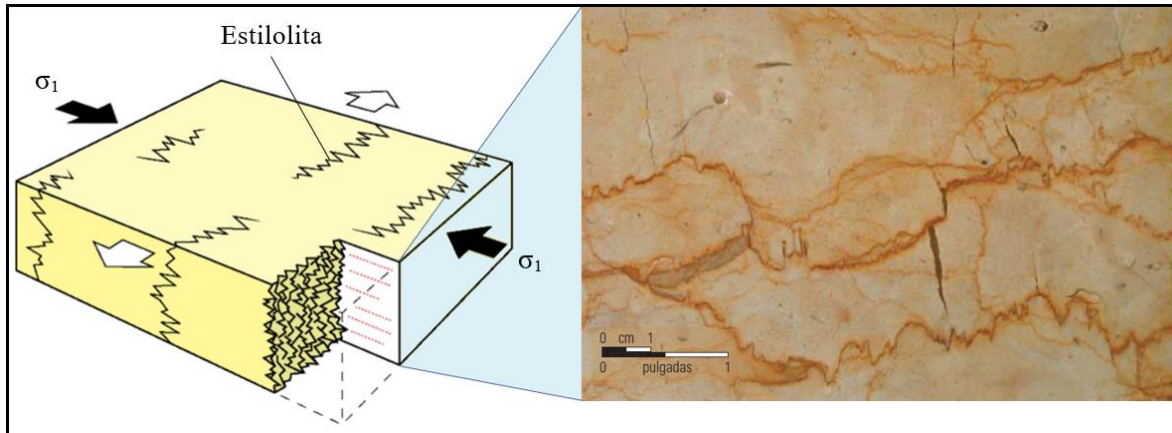


Figura 3.14. Sección transversal de estilolitas. Las estilolitas son rasgos diagenéticos que presentan un aspecto similar a una costura en zigzag y normalmente inhiben la circulación de fluidos en el subsuelo (modificado de Burg, 2017).

3.2.4 Microfracturas

Como se ha explicado anteriormente, los yacimientos naturalmente fracturados constituyen la mayor parte de las reservas mundiales de hidrocarburos (Meissner y Thomasson, 2001). Para entender el comportamiento de los sistemas de porosidad y redes de fracturamiento que controlan la circulación de fluidos en estos yacimientos, es importante hacer énfasis en el estudio de las microfracturas, ya que son comunes en volúmenes pequeños de roca y se facilita su muestreo (Laubach, 1997). Mediante las microfracturas se pueden inferir propiedades físicas de las macrofracturas (Ortega *et al.*, 2006; Hooker *et al.*, 2014) al proporcionar información sobre su orientación para realizar cálculos de permeabilidad (Marrett, 1997; Gale, 2002), siendo útiles para indicar la dirección de flujo de los hidrocarburos. El conocimiento de esta información es imprescindible en la planeación, desarrollo y manejo de perforaciones en yacimientos petroleros con la finalidad de intersectar eficientemente aquellas fracturas que conduzcan tales hidrocarburos (Gale, 2002), mejorando el rendimiento de los

pozos. Lo anterior, representa un objetivo importante de exploración para minimizar la incertidumbre al momento de tomar decisiones.

Se pueden encontrar microfracturas en la mayoría de las rocas, ocurriendo en una variedad de tamaños, patrones y formas que van de parcial o completamente cerradas con minerales secundarios o únicamente visibles como planos de inclusiones fluidas (Kranz, 1983). Otras microfracturas se mantienen abiertas y presentan bordes filosos o angulosos, careciendo de minerales secundarios (Laubach, 1997).

En el caso de las microfracturas que se encuentran parcial o completamente rellenas de precipitados minerales autigénicos, se presentarán características contundentes del subsuelo. Generalmente, la anchura de las microfracturas se encuentra en el orden de las micras y la longitud de sus planos oscila desde unas pocas micras hasta varios milímetros (Ramsay, 1980).

Las fracturas de escala micrométrica se sellan fácilmente con cementos que difieren de aquellos que cierran a las fracturas de mayor escala. Actualmente, mediante observaciones petrográficas específicas de la muestra es factible realizar predicciones cualitativas de las fracturas de manera precisa y útil.

La información del tiempo de fracturamiento y los datos provenientes del cemento se combinan para complementar la observación de fracturas. Los cementos se pueden dividir en aquellos que preceden, acompañan y son posteriores a la apertura de la fractura (Laubach, 1988). Los términos pre, sin y postcinemático centran la atención en los vínculos entre la historia del movimiento de la fractura (cinemática) y la roca, y la diagénesis de la fractura, subrayando el papel que desempeña el tiempo de fracturamiento en la conservación de la porosidad. En la figura 3.15 se muestran los tipos de cementos y su evolución en el tiempo respecto al fracturamiento abierto.

Las rocas pueden tener varios eventos de apertura de fractura, así como secuencias complejas y repetitivas de precipitación y disolución. Los términos, por lo tanto, se refieren a un evento específico de apertura de fracturas, y una fase postcinemática para un conjunto de fracturas es previa o sincinemática para el siguiente. Esta clasificación incluye a los cementos en las fracturas y a la masa rocosa.

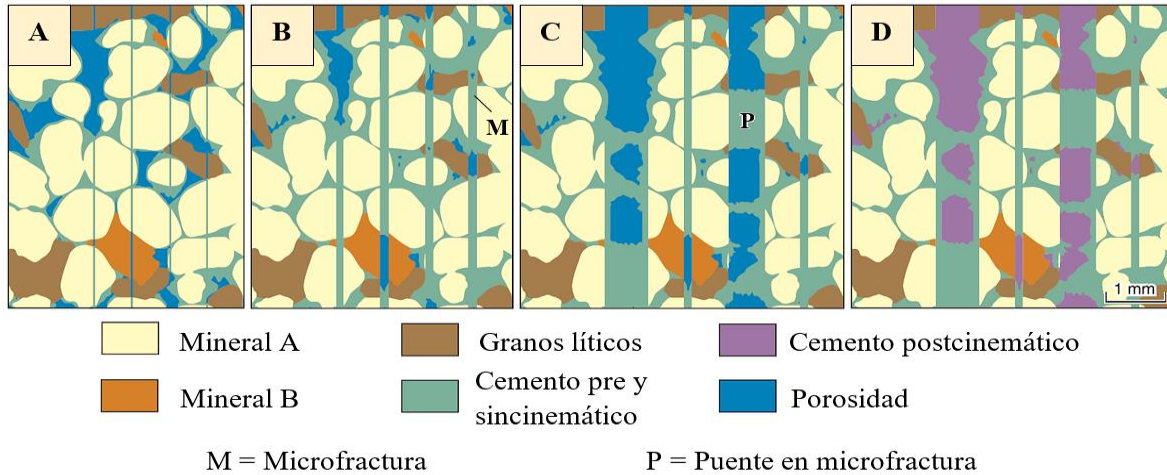


Figura 3.15. Se ilustran dos formas de sellado en las fracturas de apertura. A-C) Microfracturas selladas en coordinación con la apertura de la fractura (cemento sincinemático), mientras que la porosidad se conserva en las fracturas de mayor tamaño. “P” es el puente de cemento sincinemático. D) Grandes fracturas revestidas por cemento sincinemático pero selladas por cemento postcinemático, el cual se encuentra tanto en las fracturas como en la roca hospedante (modificado de Laubach, 2003).

Las microfracturas pueden analizarse mediante catodoluminiscencia (CL), consistiendo en la iluminación de sutiles diferencias químicas en el cemento y en la composición de la roca. La CL demuestra ampliamente que las fracturas de escala micrométrica se encuentran selladas. Si no se implementara esta técnica, sería prácticamente invisible detectar dichas características (Laubach, 1988). En ocasiones, es necesario implementar la CL apoyándose con un análisis mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) para discernir patrones de cemento y microestructura, esto es, debido a los pequeños tamaños de apertura existente que requieren de instrumentación de alta resolución para obtener imágenes de los contrastes químicos proporcionados por la muestra, por lo cual, se deben de realizar diversas pruebas para determinar cuál es la técnica más conveniente que se implementará. La figura 3.16 muestra imágenes obtenidas mediante estos procedimientos, en donde el cemento sincinemático (contemporáneo con la apertura de la fractura) se encuentra sellando a las microfracturas.

Estudios previos han implementado la CL para analizar los cementos que rellenan la porosidad secundaria en rocas carbonatadas, utilizando la información de las secuencias de luminiscencia para reconocer las diferentes generaciones de carbonatos (Marshall, 1988) y

establecer una cronología de cementación. Los resultados concuerdan con numerosas investigaciones que adjudican el control fundamental de la CL en calcitas a los contenidos en Fe y Mn (Machel, 2000), detectando una tendencia al incremento en la luminiscencia de calcitas conforme aumenta el contenido en Mg (Valero y Gisbert, 1993). Además, con la CL ha sido posible observar la textura y estructuras sedimentarias, así como los cambios producidos por los fluidos diagenéticos sobre la roca.

Por otro lado, la técnica del SEM es relativamente más joven que la anterior, esto es debido a que el equipo utilizado es más sofisticado al tener una mayor resolución (nanómetros), cuya tecnología no era accesible en décadas pasadas (Goldstein *et al.*, 2003). Publicaciones precedentes han implementado este método para identificar microestructuras y definir los sistemas de porosidad presente entre los granos y el tamaño de sus poros. Los resultados obtenidos han contribuido a visualizar detalladamente la textura y el relieve que presentan los diferentes cristales, reforzando las descripciones y generando información sobre la existencia de microporosidad conectada y el tipo de fluido que circula.

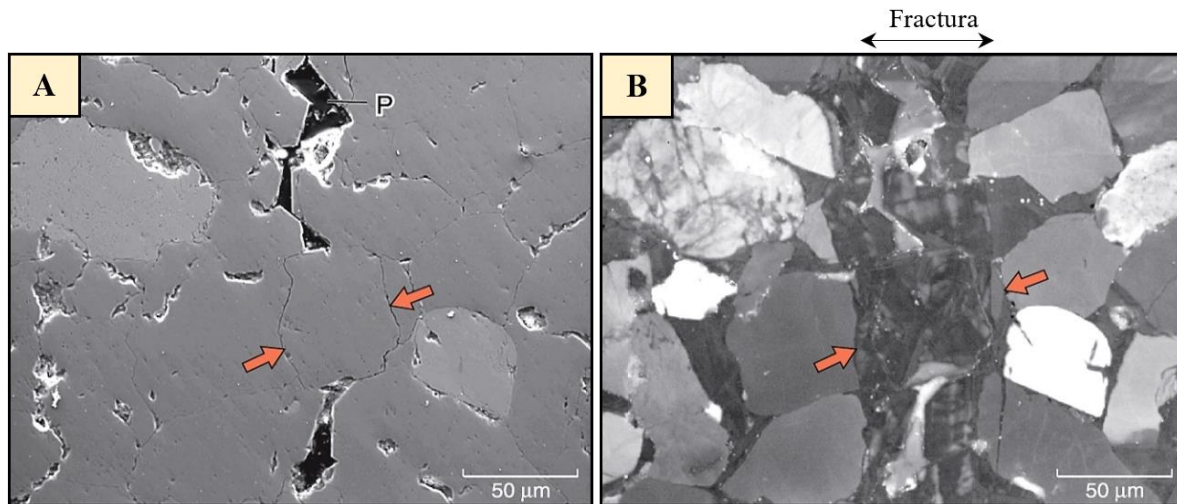


Figura 3.16. Microfracturas selladas visualizadas mediante SEM y CL. A) Imagen de microfracturas utilizando electrones secundarios. Las fracturas no son visibles y las áreas negras se refieren a la porosidad (P). B) CL basada en SEM aplicada a la misma área, en donde la fractura es visible. La porosidad y los granos de la roca se muestran de color gris. Las flechas en color naranja indican las paredes de la fractura (extraído de Reed y Laubach, 1996).

Ambas técnicas son utilizadas para distinguir minerales en general, sin embargo, se debe enfatizar la importancia de su aplicación en la exploración petrolera debido a que se

obtiene una caracterización completa de las rocas en estudio y, en el caso de las rocas carbonatadas y sus ambientes sedimentarios, la información obtenida es relevante porque los carbonatos registran las propiedades de los eventos diagenéticos que intervinieron durante su depósito y de aquellos posteriores que los han modificado, tomando como principal objeto de análisis a las microfracturas y sus atributos tales como orientación y apertura, los cuales tienen gran importancia en los yacimientos naturalmente fracturados al estar directamente relacionados con la permeabilidad del depósito. Lo anterior sienta las bases para una valoración detallada del yacimiento, incrementando las posibilidades de éxito en la explotación.

Cementantes

El cemento es el encargado de rellenar el fracturamiento presente en las rocas. En ocasiones, para analizar el cemento de relleno es necesario implementar un microscopio y manipular con la debida precaución a las muestras si se desean preservar características de espesores milimétricos. Con frecuencia, el cemento no sella a la fractura en su totalidad, por lo cual es común encontrar poros aislados en el fracturamiento (Dyke, 1995). La morfología del cristal proporciona evidencia de sus condiciones de crecimiento. Las texturas cristalinas facetadas (euhedrales) y masivas (anhedrales) son las más comunes (Laubach, 2003). En la figura 3.17 se puede observar la clasificación de los cristales con base en su forma.

Una textura habitual son los cristales facetados rodeados de cristales anhedrales, que marcan el crecimiento del cemento en el espacio abierto y se completa con el relleno durante el sellado de la fractura. Los cristales subhedrales y anhedrales también pueden registrar el grabado y la disolución de los minerales que sellan a las fracturas (Boggs, 2009).

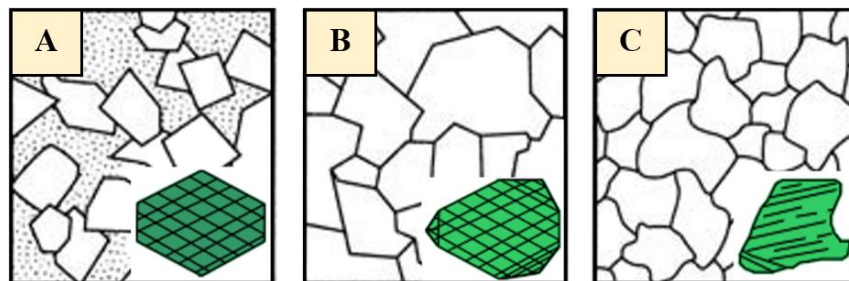


Figura 3.17. Clasificación de las formas de los cristales. A) Euhedral: las caras cristalinas están perfectamente desarrolladas. B) Subhedral: las caras del cristal están imperfectamente desarrolladas. C) Anhedral: el cristal no posee una cara propia (modificado de Boggs, 2009).

Cuando el cemento rellena las fracturas, en muchas ocasiones forma puentes minerales que oscilan desde pilares estrechos y aislados (<0.05 mm) hasta amplias masas semicontinuas que tienen áreas de contacto con las paredes de fractura, siendo superficies de decenas de milímetros cuadrados o más (Nelson, 2001; figura 3.18).

Los puentes minerales son rasgos muy comunes en las rocas carbonatadas. Algunos resultan de cemento incompleto que rellena las fracturas estáticas, pero la mayoría de ellos son consecuencia de la precipitación del cemento en las fracturas abiertas. Además, contienen evidencia convincente de la historia de apertura de dichas fracturas (Laubach, 2003).

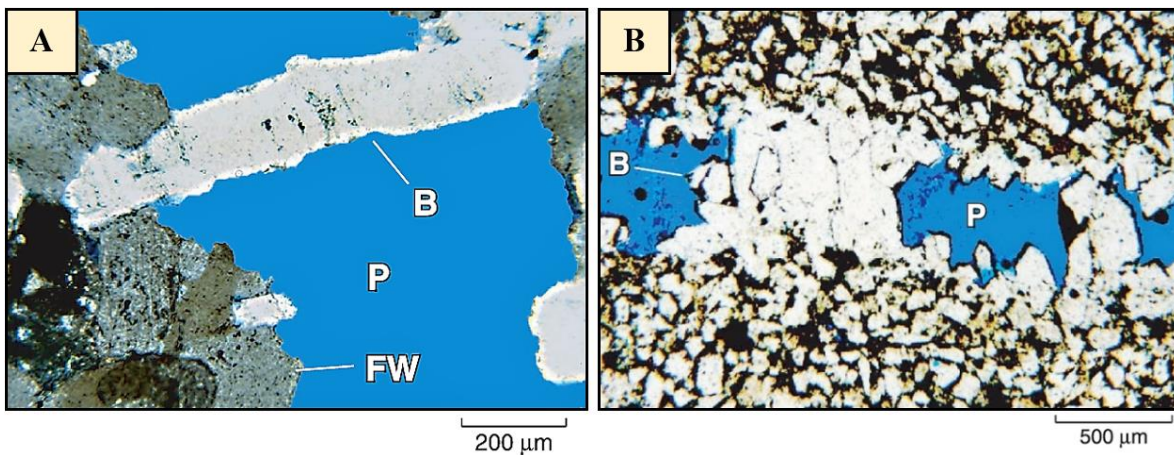


Figura 3.18. Puentes minerales que atraviesan fracturamiento parcialmente abierto. A) Puente mineral de amplitud estrecha simbolizado como “B”, y fractura abierta indicada como “P”. Se presenta una pared de fractura (FW) con revestimiento de cemento no fracturado. B) Puente mineral de superficie ancha representado como “B”, en donde la porosidad residual se simboliza como “P” (extraído de Laubach, 2003).

De manera general, se puede decir que en la mayoría de los casos la formación de puentes minerales es contemporánea a la cementación del fracturamiento parcialmente abierto, por lo tanto estarán constituidos de los mismos componentes minerales (Gale, 2004; figura 3.19).

Textura Crack-Seal

La textura *crack-seal* es el resultado de fracturamiento continuo durante la precipitación del cemento dentro de las fracturas (figura 3.20). En consecuencia, es representativa de la interacción mecánica y diagenética. Por lo anterior, se describe a la textura *crack-seal*

como un mecanismo de deformación en el que se producen cíclicamente pequeños incrementos de extensión a través de una discontinuidad plana, seguido por un sellado repetido por parte del cemento (Hulin, 1929; Ramsay, 1980). Este proceso origina bandas de cemento paralelas al fracturamiento, las cuales son formadas mientras se está depositando el cemento durante el crecimiento de la fractura (Hooker *et al.*, 2014). Esta textura estará definiendo el historial de apertura del fracturamiento en relación con la secuencia del cemento (Laubach, 2003).

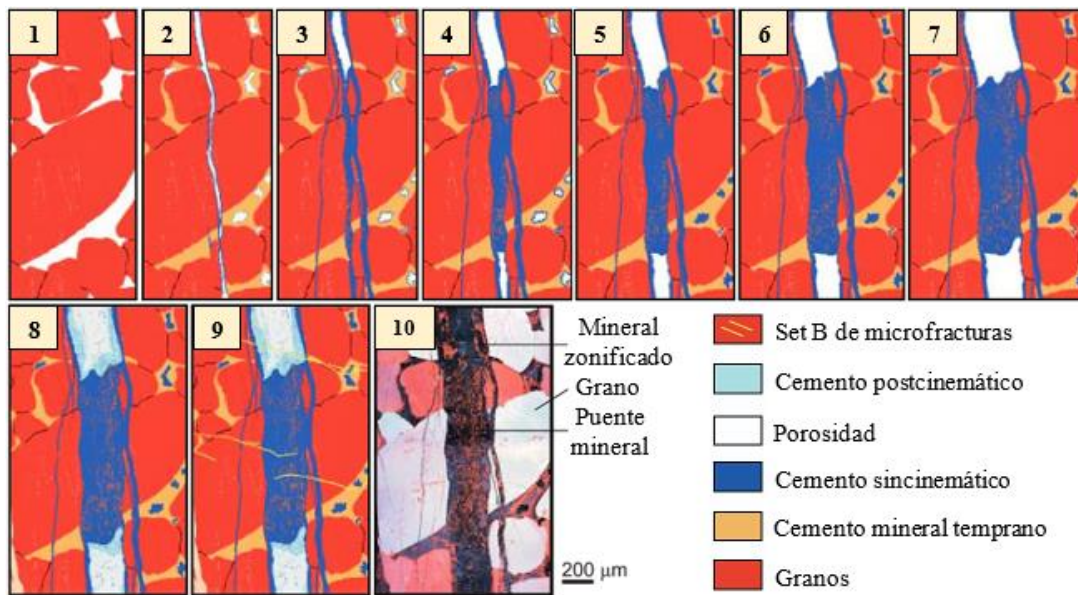


Figura 3.19. Apertura de fracturas reconstruida y formación de puentes de mineral, relleno de fracturas y fracturas superpuestas. De estado restaurado (1) a estado actual (10). La imagen 10 ha sido obtenida mediante CL. El set A de microfracturas es representado en las imágenes del 1 al 8. Solo se muestran cinco pasos de al menos 40 incrementos de apertura en la formación del puente mineral (modificado de Laubach y Diaz-Tushman, 2009).

Debido a que este fracturamiento no es creado de un solo impulso, sino que, la apertura de la fractura es gradual, el cemento comienza a sellarla inmediatamente. Cuando la apertura cesa y se tiene un nuevo pulso, la fractura vuelve a romperse y se origina una nueva etapa de apertura, la cual comienza a sellarse nuevamente por cemento. La constante repetición de este proceso genera el tipo de textura *crack-seal*. Lo anterior, dependerá de la tasa relativa de incrementos de la fractura, de modo que, si los incrementos sobrepasan a la precipitación del cemento, la fractura no tendrá el tiempo suficiente para sellarse completamente y no se formará la textura *crack-seal* (Hooker *et al.*, 2014).

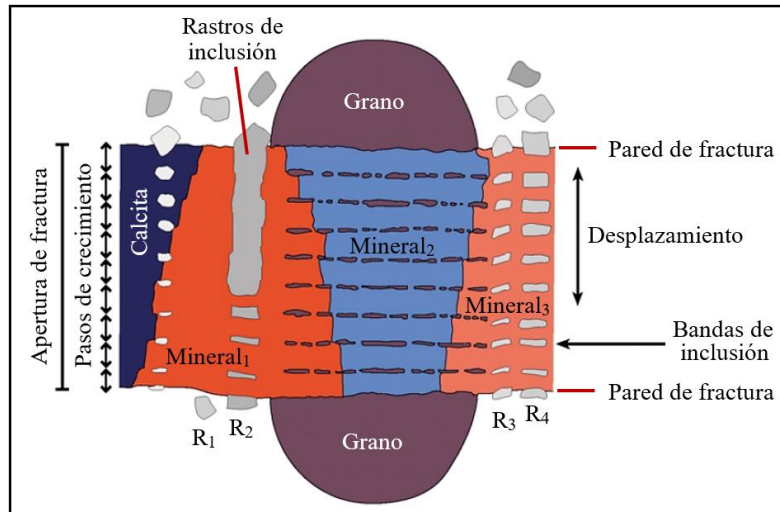


Figura 3.20. Características asociadas con el mecanismo *crack-seal*. Los rastros de inclusión (R_n) son una serie de fragmentos de grano paralelos a la dirección de desplazamiento. Los fragmentos de diferentes granos definen bandas de inclusión, que están dispuestas perpendicularmente a la dirección de desplazamiento y que se formaron durante el mismo paso de crecimiento (extraído de Laubach *et al.*, 2004).

La textura *crack-seal* puede ser un indicador de cemento sincinemático (Hooker *et al.*, 2012) y se observa con frecuencia de un color oscuro cuando es identificada por el microscopio, esto es debido a su tamaño diminuto, el cual puede alcanzar tan sólo los 35 micrones de amplitud. Al ser de un tamaño tan pequeño, la mayoría de las veces presentan una porosidad discontinua (Laubach y Ward, 2006), o en ocasiones, carecen de este tipo de textura algunas de las fracturas que tienen tan pequeña escala, esto es debido a que se sellaron después de un solo incremento de apertura.

La textura *crack-seal* se presenta en las microfracturas de manera muy común indicando los diferentes incrementos de apertura de fracturas que han ocurrido. Algunas microfracturas tienen numerosas texturas *crack-seal* de escala muy pequeña y pueden ser observadas mediante un análisis de catodoluminiscencia (CL), el cual evidencia que la estratificación y el anillado que se encuentran en los cementos de relleno de fracturas pertenecen a esta textura, marcada por la laminación paralela a las paredes de fractura y definida por inclusiones de roca y cemento introducidas en las estrías originadas (figura 3.21).

La textura *crack-seal* es común en cristales individuales aislados o en grupos de cristales que forman (o que anteriormente formaban) un puente sobre una fractura. Como se ha

mencionado anteriormente, estos puentes de cemento son contemporáneos con la apertura de la fractura. Algunos puentes muestran docenas o cientos de fracturas selladas a una escala micrométrica. Los cristales con terminación fibrosa irregular que crecen en fracturas (puentes parciales y material de revestimiento de fractura) comúnmente muestran esta textura en sus bases (Laubach, 2003; figura 3.21).

Las fracturas anchas pueden no tener puentes en sus centros porque las tasas de precipitación del cemento (o duraciones) fueron insuficientes para formar puentes durante el crecimiento de la fractura. Estas fracturas solo tienen remanentes de textura *crack-seal* cerca de los segmentos anteriormente unidos. Los puentes intactos son evidencia que el ensanchamiento de la fractura finalizó; más fracturamiento habría roto el puente. Por lo tanto, los cementos posteriores a los puentes intactos deben haber precipitado en fracturas inactivas (Laubach, 2003; Gale, 2004).

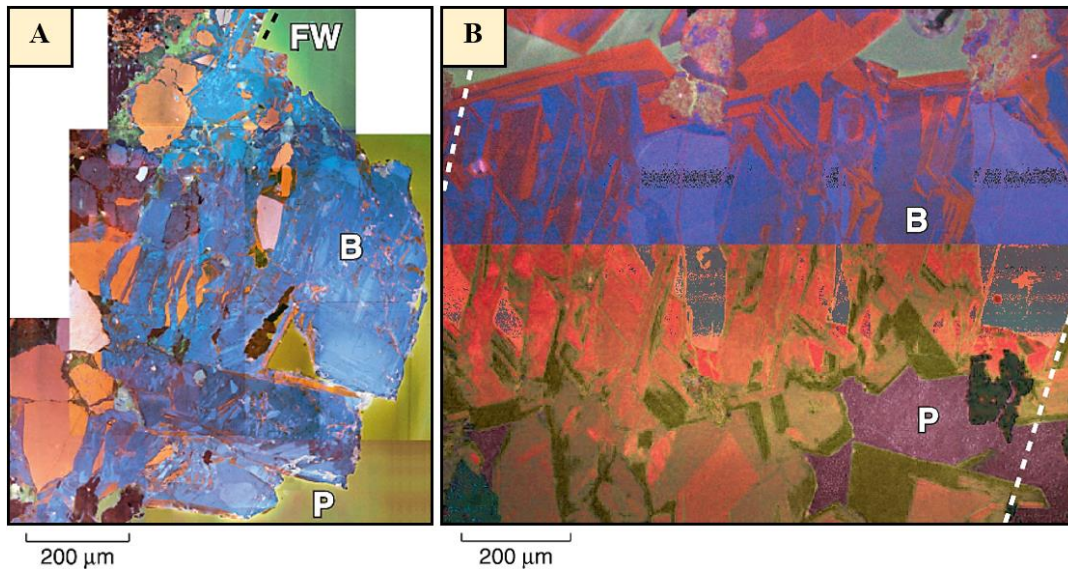


Figura 3.21. Puentes de cristales minerales con vestigios de textura *crack-seal*, visualizados mediante CL. A) Puente de minerales representado como “B”, presenta textura *crack-seal* y porosidad “P”. La pared de fractura (FW) es paralela a la línea punteada. B) Puente mineral estrecho “B” con textura *crack-seal* y márgenes dentados. Las líneas punteadas indican las paredes de la fractura. La porosidad residual se señala como “P” (extraído de Laubach, 2003).

La textura *crack-seal* identifica qué cementos precipitaron durante la apertura de la fractura. En la roca caliza, es común encontrar esta textura en las fracturas que están revestidas de calcita, aunque es menos evidente porque las texturas en minerales carbonatados son

difíciles de discernir utilizando los métodos existentes de obtención de imágenes CL (Lau-bach, 2003). En estas rocas, los puentes con estructura dentada son los que proporcionan las señales de los procesos *crack-seal* (Ramsay, 1980).

Gracias a los avances en microscopía, ahora son posibles las observaciones a estas es-calas tan pequeñas, las cuales proporcionan información a detalle sobre el origen y el desa-rrollo de ciertas estructuras que, de no ser por eso, sería inconcebible definir las por otro me-dio.

CAPÍTULO 4

METODOLOGÍA

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta una síntesis de las técnicas analíticas utilizadas para describir y clasificar a las rocas en estudio según su textura y composición mineralógica, además se ofrece una revisión del procedimiento empleado y el equipo requerido en el desarrollo de esta investigación.

Estas técnicas de caracterización mineral resultan de mucha importancia para la valoración detallada de un depósito y sus asociaciones minerales debido a que pueden ayudar a incrementar el valor añadido de la explotación. Aunque estos análisis mineralógicos resultan tener bajo costo, si se comparan con otros métodos, la mayoría de las veces no son considerados como necesarios cuando se realizan estudios de valoración de yacimientos minerales, siendo una práctica errónea cometida por especialistas en la industria.

Existe una clasificación para dichas técnicas de caracterización, la cual las divide en convencionales y no convencionales. Las que se han utilizado en este trabajo corresponden a las denominadas técnicas convencionales, resultando en aquellas de mayor uso y de costo relativamente bajo. Aunque este grupo incluye diversas técnicas, el presente estudio se ha enfocado únicamente en un análisis petrográfico, análisis mediante catodoluminiscencia y microscopía electrónica de barrido con espectroscopía de dispersión de rayos-X (SEM-EDS).

4.2 DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DE MUESTRAS DE MANO

Antes de comenzar con una descripción microscópica es conveniente realizar un examen físico de la roca a macroescala, es decir, observar las propiedades generales de las muestras de mano. Con lo anterior, se obtiene información de la roca sobre su aspecto, textura, color, dureza y tamaño de grano. Para ello, se debe tener presente que cuando los constituyentes de la muestra son tan pequeños que no pueden ser apreciados a simple vista, se presenta una textura *afanítica*, por el contrario, cuando los cristales se distinguen a primera vista o mediante la implementación de una lupa se le denomina textura *fanerítica* y, cuando existe una combinación en el tamaño de los cristales, se le conoce como textura porfídica.

4.2.1 Metodología

Para este estudio se observaron 12 muestras de mano pertenecientes a las 6 localidades de interés, conformadas por 4 sitios (Caseta Pitahaya, La Fortuna, Poxtla y Tambaca) en donde aflora la Formación Agua Nueva y por los 2 sitios de pozos (Altamira y Ébano) en donde se cuenta con núcleos de dicha unidad (tabla 1.1, página 6). Es de señalarse que las rocas fueron proporcionadas por el Laboratorio de Petrografía de la División de Geociencias Aplicadas en el Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), seleccionándose únicamente aquellas correspondientes a la Formación Agua Nueva, la cual es el objetivo principal de esta investigación.

Finalmente, para la descripción y clasificación de las muestras se utilizó un microscopio binocular marca Nikon modelo SMZ800N, apoyándose de una lupa de mano marca TRIPLET 10X-21mm (figura 4.1), ubicados en el Laboratorio de Petrografía de IPICYT. Con esto se facilitó la observación de características específicas como el cambio en las propiedades litológicas, sellado y abundancia del fracturamiento y su contenido mineralógico presente.

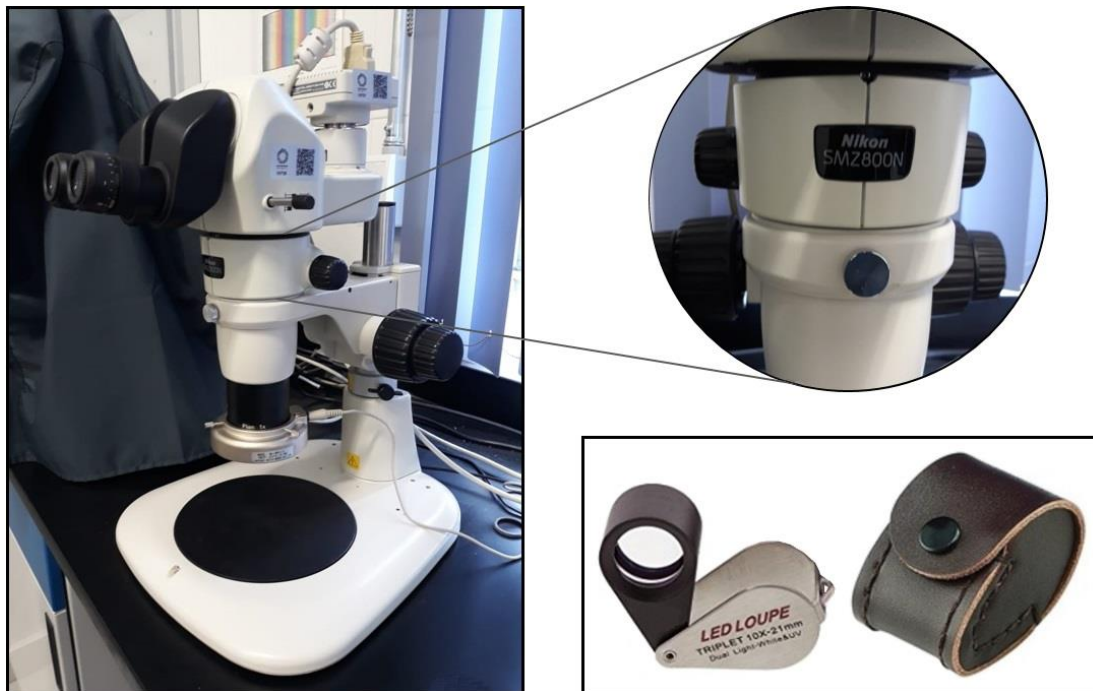


Figura 4.1. Microscopio binocular Nikon SMZ800N y lupa manual tipo gota con iluminación uniforme, proporcionados por el Laboratorio de Petrografía en IPICYT.

4.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

4.3.1 Fundamentos del método

Un análisis petrográfico se basa en la descripción y clasificación de las rocas mediante la observación microscópica de secciones o láminas delgadas derivadas de las rocas en estudio, clasificándolas según su textura y composición mineralógica. Para ello se utiliza un microscopio petrográfico, el cual tiene la capacidad de analizar dichas propiedades utilizando luz polarizada plana entre la fuente luminosa y la preparación. Este análisis revela un conjunto de características evaluables en los cristales y la relación que existe entre ellos, lo cual contribuye a determinar la composición de la roca enfocándose en su naturaleza y origen.

Los cristales minerales que constituyen a las rocas responden a ciertas condiciones de formación que pueden ser estudiadas mediante el análisis petrográfico, diferenciándose componentes primarios y secundarios. Los componentes primarios incluyen aquellos que son esenciales y se presentan de manera constante, siendo los responsables del nombre otorgado a la roca. Por otro lado, los secundarios se originan por la alteración de minerales primarios y su presencia no es muy indispensable para la clasificación de la roca, por lo que también son conocidos como minerales accesorios.

Por ello, cuando se hace una descripción de las rocas, cada tipo va a poseer características microscópicas específicas. En el caso de las rocas de estudio pertenecientes a la Formación Agua Nueva, son constituyentes autigénicos de carbonatos de calcio como la calcita y alogénicos como arcilla, los formadores principales que clasifican estas rocas y definen su origen.

4.3.2 Metodología

En esta investigación se caracterizaron 29 láminas delgadas (13 de tamaño convencional (2.7 x 4.6 cm) y 16 de tamaño grande (5 x 7.5 cm)), de las cuales 16 pertenecen a muestras procedentes de núcleos de pozo de las 2 localidades (Altamira y Ébano) en donde se colectaron muestras del nivel correspondiente a la Formación Agua Nueva, y las 13 restantes son secciones delgadas pertenecientes a muestras de mano de las 4 localidades (Caseta Pitahaya, La Fortuna, Poxtla y Tambaca) donde aflora dicha unidad. Las especificaciones generales de las secciones se presentan en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Distribución de láminas delgadas existentes en cada una de las localidades.

	LOCALIDAD	CLAVE	ORIENTACIÓN	TAMAÑO DE PORTAOBJETOS	TINCIÓN	
AFLORAMIENTO	Caseta Pitahaya	CP	No Especificada	Grande	Sí	
		CP02	No Especificada	Grande	Sí	
		CP04	No Especificada	Grande	No	
		PTH-10	No Especificada	Grande	Sí	
		PTH-11	No Especificada	Grande	Sí	
	La Fortuna	LF02	No Especificada	Grande	Sí	
		LF04	No Especificada	Grande	No	
	Poxtla, Xilitla	ENF 15-08	Orientada	Convencional	No	
		ENF 15-10	No especificada	Convencional	No	
		ENF 15-11	No especificada	Convencional	No	
		ENF-15-12	No especificada	Convencional	No	
		ENF-15-13	Orientada	Convencional	No	
	Tambaca	ENF 15-23	No especificada	Convencional	No	
	POZO	Altamira	AL 1029D-1	Sin orientar	Grande	No
			AL 1029D-2	Orientada	Grande	No
AL 1029D-3			Orientada	Grande	No	
AL 1029D-4			Orientada	Grande	No	
AL 1029D-5			Orientada	Grande	No	
AL 1029D-6			Orientada	Grande	Sí	
AL 1029D-7			No especificada	Grande	Sí	
AL 1029D-8			Orientada	Grande	Sí	
AL 1029D-9			Sin orientar	Grande	Sí	
Ébano		EB 1053H-1	No especificada	Convencional	No	
		EB 1053H-2	No especificada	Convencional	No	
		EB 1053H-3	No especificada	Convencional	No	
		EB 1053H-4	No especificada	Convencional	No	
		EB 1040H-5	No especificada	Convencional	No	
		EB 1040H-6	No especificada	Convencional	No	
	EB 1077H-7	No especificada	Convencional	No		

Para el análisis petrográfico se utilizó un microscopio óptico marca Nikon modelo Eclipse Ci-POL de luz polarizada transmitida, el cual tiene una cámara montada marca Nikon modelo DS-Fi2 (figura 4.2). Dicho microscopio se localiza en el Laboratorio de Petrografía de la División de Geociencias Aplicadas en el Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT). Con ello, se realizó una descripción petrográfica detallando el cambio en las propiedades litológicas, sellado, interconexión y abundancia del fracturamiento y el tipo de porosidad existente.

Se utilizó la clasificación textural para las rocas carbonatadas planteada por Dunham (1962), describiendo cada uno de los aspectos que dicha clasificación considera. Para esto, se definió el tipo, coloración y porcentaje de masa básica, y el tipo, tamaño y porcentaje de componentes de la muestra, tipo de fábrica y la clasificación del contenido fósil presente. Finalmente, se asignó un nombre a la muestra con base en dicha clasificación de Dunham y se detallaron aspectos generales visibles presentes en ella.

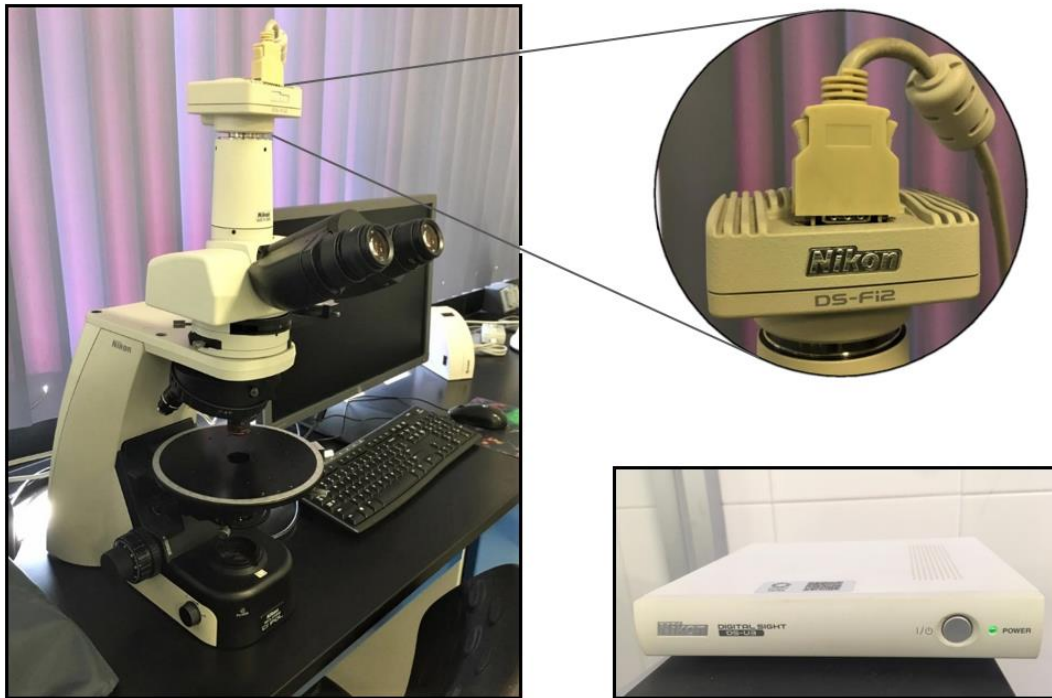


Figura 4.2. Microscopio petrográfico Nikon Eclipse Ci-POL de luz polarizada con cámara DS-Fi2 integrada, ubicado en el Laboratorio de Petrografía en IPICYT.

Cabe señalar que este tipo de reconocimiento a microescala en conjunto con una buena observación macroscópica previa, proporcionan los parámetros necesarios para describir y clasificar correctamente una roca.

Aunque esta examinación microscópica de las rocas proporciona información y datos muy precisos, se puede apoyar con otras técnicas de mayor capacidad de resolución para realizar estudios más específicos en la roca dependiendo de las características que se desean. Para este trabajo, el análisis petrográfico se complementa con un análisis mediante catodoluminiscencia y con microscopía electrónica de barrido, descritos a continuación.

4.4 ANÁLISIS DE CATODOLUMINISCENCIA

4.4.1 Fundamentos del método

La catodoluminiscencia (CL) consiste en un tipo específico de luminiscencia en el que los electrones son la fuente de excitación. Dicho de otra manera, la CL es la luz emitida producida por el bombardeo de rayos catódicos sobre la superficie de un material. Esta luz es de distintas intensidades (longitudes de onda) y son características de cada material, produciéndose únicamente cuando la estructura cristalina involucrada presenta algún tipo de irregularidad, es decir, defectos que perjudican su uniformidad (Lamadrid, 2009). Dichas imperfecciones incluyen la no estequiometría y daños estructurales como desorden, destrucción por radiación y destrucción por impacto, además de impurezas sustitucionales o intersticiales que distorsionan la red cristalina. Por naturaleza los cristales presentan defectos que actúan como zonas de absorción de energía del haz de electrones, por lo cual, las zonas de imperfección se convierten en puntos de luminiscencia debido a que la energía se concentra preferentemente en esas imperfecciones (Marshall, 1988).

Esta técnica también es utilizada para determinar a detalle las características originales de la roca y los cambios producidos por los fluidos diagenéticos sobre ella, lo que permite realizar una estratigrafía de cementos, distinguir recrecimientos y corrosiones, entre otros aspectos (Lamadrid, 2009).

Cuando se emplea un análisis mediante CL se deben de considerar ciertas condiciones. Debido a que su intensidad está en función de la densidad de corriente sobre la muestra y del voltaje de la corriente de sonda aplicada, la CL aumenta de forma no lineal con la intensidad de corriente electrónica, pero cuando se alcanza un cierto nivel la intensidad de la CL deja de incrementar. A este límite se le conoce como nivel de saturación y es diferente en cada mineral. Por otro lado, el aumento de la intensidad por encima de este nivel conlleva a una disminución de la CL, fenómeno al que se le conoce como fase de inhibición. Lo anterior demuestra que la corriente electrónica aplicada y las propiedades del mineral rigen la intensidad en la CL y sus variaciones (Coy-YII, 1970).

La implementación de la CL requiere de un equipo especial que puede ser montado en un microscopio electrónico o en un microscopio óptico. Existen dos tipos de equipo: los de

cátodo frío y los de cátodo caliente. Cada uno de ellos cuenta con sus normas de trabajo, las cuales deben respetarse para evitar poner en riesgo la salud de los especialistas si se trabaja en condiciones extremas que generen rayos X.

En ambos casos no es necesario recubrir ni pulir las láminas delgadas para su análisis posterior, aunque se obtienen mejores resultados con muestras pulidas como ocurre en la CL caliente, en la que es preferible recubrir la muestra y pulirla para una mejor visualización (Melgarejo *et al.*, 2010). Con frecuencia, la CL de algunos minerales significativos únicamente se aprecia con el equipo de cátodo caliente.

Por otro lado, cuando se trabaja con rocas carbonatadas se recomienda teñir previamente las muestras con solución de ferrocianuro potásico (Ebers y Kopp, 1979) o alizarina roja para diferenciar calcita ferrosa y no ferrosa (Miller, 1988). En el caso de las calcitas, existe un acuerdo prácticamente unánime (Marshall, 1988) que acepta al manganeso divalente como el activador más importante y al Fe^{+2} como el inhibidor más usual en este mineral. Lo anterior explica satisfactoriamente la CL de los carbonatos mediante el control del Fe^{+2} y del Mn^{+2} , enfatizando el papel fundamental del manganeso como activador (Martin y Zeegers, 1969; Freeman, 1971; Meyers, 1978) y resaltando la relación Fe/Mn como regulador de la luminiscencia (Long y Agrell, 1965; Frank *et al.*, 1982; Fairchild, 1983).

Según Lamadrid (2009), los distintos colores luminiscentes que se producen en respuesta a la interacción del haz de electrones que incide con la superficie de la muestra varían entre el amarillo, anaranjado y rojo y su intensidad se describe como no luminiscente, luminiscencia mate o luminiscencia brillante.

4.4.2 Aplicaciones

La principal aplicación de la CL consiste en el estudio textural de la lámina, aunque debido a que cada mineral presenta propiedades diferentes de CL, también es útil para reforzar las observaciones realizadas con microscopía óptica convencional. Lo anterior incluye la distribución de minerales en una muestra, el reconocimiento de volúmenes pequeños de una fase mineral (vetas finas, inclusiones, películas), la identificación de heterogeneidades en el grano (zonaciones, sobrecrecimientos, reemplazamientos) y el reconocimiento de diferentes generaciones de un mismo mineral (Marshall, 1988).

Además, el color de la CL proporciona una idea de la composición química del mineral, lo cual funciona como guía en la exploración minera porque el elemento presente puede ser un indicador de un determinado proceso. Sin embargo, este aspecto no es cuantitativo. Aunque la CL es utilizada en la distinción de minerales en general, se debe acentuar la importancia de su aplicación en la diferenciación de generaciones de carbonatos, ya que constituye un trabajo crítico en la exploración petrolera. De este modo, en el caso de las rocas carbonatadas y sus ambientes sedimentarios, la información obtenida es muy valiosa porque los carbonatos graban las características de los procesos diagenéticos que los afectaron durante su depósito y de aquellos posteriores que los han modificado.

4.4.3 Metodología

El análisis mediante CL consistió en el estudio de 15 láminas delgadas previamente seleccionadas de las 29 muestras sometidas al análisis petrográfico, considerando únicamente aquellas secciones que presentaron una mayor cantidad de microfracturas, esto debido a que son las zonas representativas donde mejor pueden observarse las características de interés para esta técnica. Respetando las condiciones establecidas en la literatura, se eligieron 5 muestras teñidas con alizarina roja y se pulieron 9 secciones para comparar las particularidades obtenidas. Para ello se utilizó un microscopio óptico binocular de luz polarizada simple reflejada, marca Olympus SZX12 con una platina de CL de cátodo caliente marca Reliotron instalada (figura 4.3). Este equipo se localiza en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro. Se consideró ajustar la platina de CL en este microscopio debido a que presenta un mayor campo visual y de aumento si se le compara con el microscopio petrográfico convencional, de manera que, el binocular proporciona una visión completa de la lámina delgada, lo cual contribuye a determinar las texturas y los patrones luminiscentes de la muestra a una mayor escala.

Dentro del equipo de CL se encuentra una pistola que genera un flujo de cationes mediante una descarga eléctrica, creando un haz de electrones entre dos electrodos con diferencia de potencial. Dicha descarga constante fluye a través de la bobina y se focaliza dentro de la bóveda donde se localiza la muestra, acelerando partículas positivas que se desplazan hacia el cátodo, en donde ocurre un bombardeo de iones negativos que se aceleran hacia el ánodo. Es necesario que la bóveda se encuentre sometida a un alto vacío para que el flujo de elec-

trones sea coherente (sin dispersión). Además, el equipo contiene una válvula de escape que se utiliza cuando el vacío dentro de la cámara es muy excesivo y se desea una mayor luminiscencia (figura 4.4). Por el contrario, el haz de electrones se puede descontrolar si existe una falta de vacío dentro de la cámara que causa una dispersión peligrosa, por lo que se recomienda operar el equipo bajo unas condiciones de vacío que se mantengan lo más constantes posibles (Lamadrid, 2009).

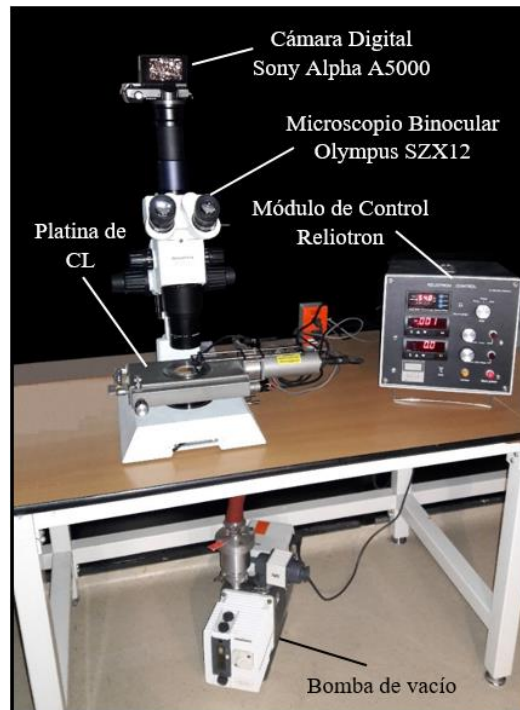


Figura 4.3. Microscopio binocular Olympus SZX12 de luz polarizada simple con cámara Sony A5000 integrada y equipo Reliotron con platina de CL y bomba de vacío, ubicados en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales en CGEO, UNAM (Querétaro).

El módulo de control Reliotron consiste en un display análogo en donde se verifica y ajusta la presión, intensidad de corriente y potencia del haz de electrones (emitido por la bobina ubicada en la pistola) mediante unas perillas manuales que permiten su fácil control.

Debido a que tanto el color como la intensidad relativa de la emisión se determinan mediante observación directa con el microscopio, este procedimiento está sujeto a múltiples imprecisiones. Por este carácter subjetivo, varios autores (Marshall, 1978; Amieux, 1982) han señalado la conveniencia de registrar las condiciones de observación para facilitar comparaciones posteriores (Valero y Gisbert, 1993).

Las condiciones rutinarias de trabajo en el Laboratorio del CGEO, UNAM para este análisis fueron de 4-4.5 kV de potencia, 950-1250 microamperios (mA) de intensidad de corriente y 0.05 Torr de presión, bajo atmósfera de aire. El rayo de electrones se enfocó entre 1-2 cm dependiendo de la luminiscencia de cada muestra, y los tiempos de exposición de las láminas delgadas variaron entre 5-7 minutos. Aunque se manejaron valores bajos de potencia debido a que es lo aconsejado para evitar el daño de las muestras durante observaciones prolongadas, esto no influye en el color ni en la intensidad de la luminiscencia, además de haberse compensado con un incremento en la intensidad de corriente para mantener los valores en equilibrio.

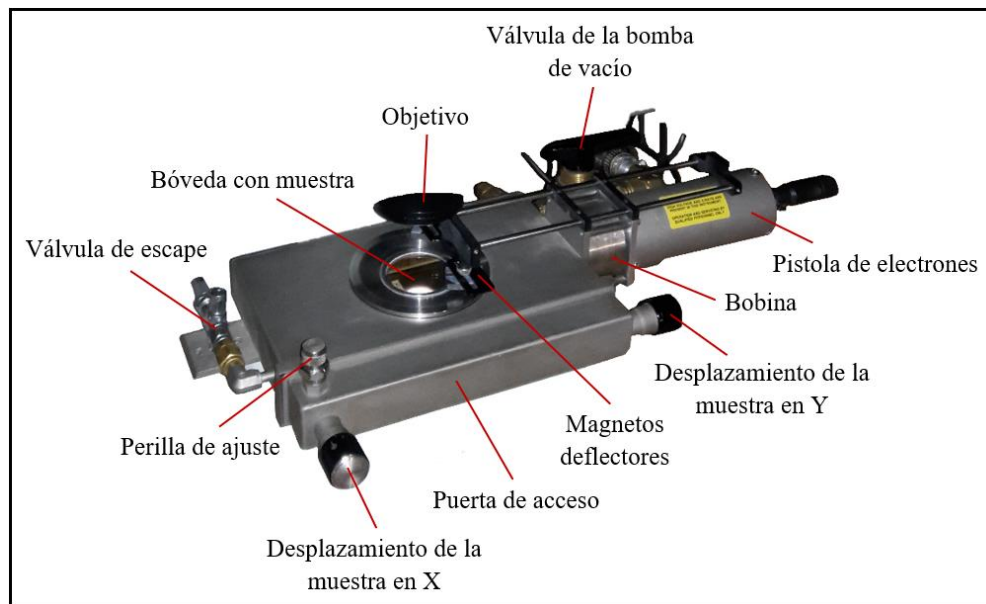


Figura 4.4. Partes de la platina Reliotron de CL. Mediante una descarga catódica (originada en el interior de la pistola) se crea un haz de electrones que pasa a través de la bobina y se focaliza. Esta bobina aumenta o disminuye el diámetro del haz. Los magnetos deflectores son utilizados para desplazar libremente el haz de electrones dependiendo del área que se desea iluminar.

Por último, con ayuda de una cámara digital marca Sony Alpha A5000 colocada en el cabezal del microscopio se obtuvieron fotografías con luz polarizada simple y con catodoluminiscencia para su posterior comparación y análisis.

Como se ha descrito anteriormente, la CL es muy importante al momento de estudiar las propiedades mecánicas de una roca o agregado. Además, es una técnica invaluable en el estudio de materiales geológicos, ya que las imperfecciones que presentan los minerales

observados están en función de los ambientes y procesos de formación de dichas rocas. Por ello, esta técnica sirve para complementar los datos texturales obtenidos en las descripciones macroscópicas y microscópicas, y debe realizarse con anterioridad a cualquier estudio geoquímico detallado, siendo así, un método empleado por numerosos petrógrafos.

Con frecuencia, la CL es muy utilizada en la exploración de cuencas petrolíferas, sin embargo, también es una herramienta con un importante potencial en la exploración minera, por lo que su implementación debe ser más considerada.

Por otro lado, es de mencionarse que las muestras suelen dañarse con el uso excesivo del rayo de electrones, por lo que se recomienda una exposición moderada. Aunque dicho aspecto parece no muy favorecedor para la CL, este se compensa con el bajo costo económico que genera su práctica.

4.5 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO

4.5.1 Fundamentos del método

El microscopio electrónico de barrido (*Scanning Electron Microscope*, SEM) se basa en realizar un barrido mediante un haz de electrones a una muestra para obtener una imagen como resultado de las interacciones entre los electrones incidentes y la superficie de la muestra (Goldstein *et al.*, 2003). Dicho de otra manera, la técnica consiste en la observación de la superficie de una muestra que es sometida a un bombardeo de electrones.

El SEM está compuesto por un cañón con un filamento emisor de electrones, lentes magnéticas que dirigen y focalizan el haz de electrones sobre la muestra, sistema de barrido, portamuestras móvil y con giro universal, sistema de obtención de la imagen y un sistema de análisis, los cuales constituyen los elementos básicos, sin embargo, se complementa con piezas adicionales en su estructura interna (figura 4.5).

Para el análisis de una muestra en SEM se requieren generalmente condiciones estrictas de vacío en el interior del microscopio, de lo contrario, los electrones pueden ser dispersados por las moléculas de aire modificando la información adquirida. Para obtener mejores resultados es recomendable utilizar muestras conductoras o convertirlas en conductoras mediante un recubrimiento pelicular con un material conductor como el grafito, aunque también se

emplea oro o aluminio. No obstante, actualmente se ha desarrollado un equipo más complejo denominado Microscopio Electrónico de Barrido Ambiental (*Environmental Scanning Electron Microscope*, ESEM) que no precisa recubrimiento de la muestra ni alto vacío en la cámara (Melgarejo *et al.*, 2010).

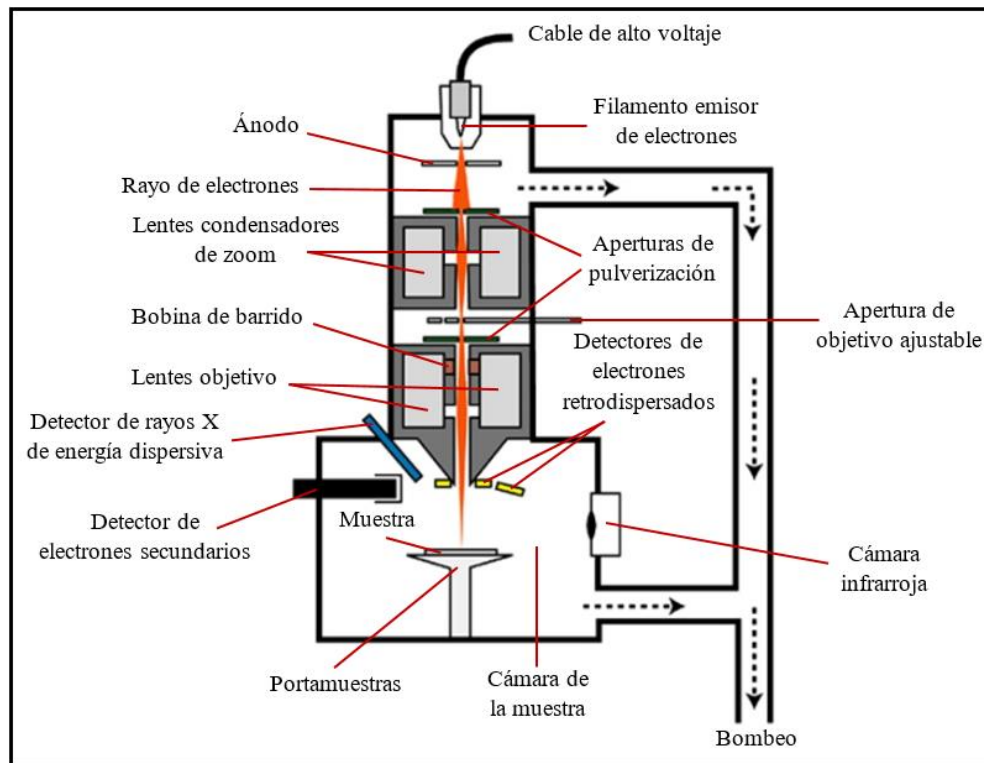


Figura 4.5. Composición de la estructura interna del SEM-EDS.

La interacción entre los electrones incidentes y los átomos de la muestra origina la emisión de electrones secundarios, electrones retrodispersados y rayos X característicos de los elementos presentes en dicha muestra (Reimer, 1998), los cuales son útiles para el análisis químico cualitativo y, en ocasiones, semicuantitativo. Posteriormente, diferentes detectores amplifican la señal que es emitida por la superficie de la muestra debido al barrido con el haz de electrones. De esta manera, la intensidad de la señal amplificada se visualiza en una pantalla.

A su vez, estas interacciones se clasifican en colisiones elásticas, inelásticas y emisión de radiación de frenado (Reimer, 1998). Las colisiones elásticas son aquellas que modifican la trayectoria de los electrones incidentes, y las inelásticas provocan una pérdida de energía.

Por lo anterior, los electrones secundarios (*Secondary Electrons*, SE) son electrones emitidos de la muestra durante las colisiones inelásticas, mientras que los electrones retrodispersados (*Backscattered Electrons*, BSE) son aquellos electrones del haz incidente que son reflejados por la muestra después de haber sufrido múltiples colisiones elásticas e inelásticas (figura 4.6).

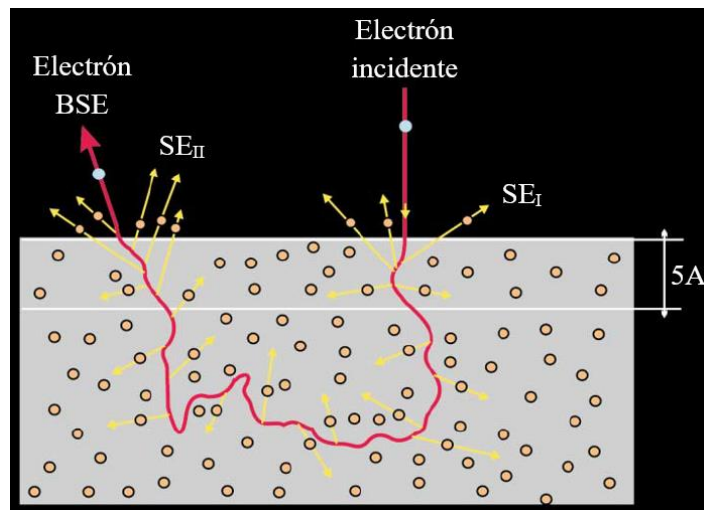


Figura 4.6. Interacción entre los electrones incidentes y los átomos de la muestra, produciendo electrones secundarios (SE). Sólo se liberan los electrones secundarios generados durante la entrada de los electrones incidentes (SE_I) o durante su salida (SE_{II}) en los primeros nanómetros por debajo de la superficie, el resto es absorbido por la muestra. Dentro de la muestra se observa una trayectoria en zig-zag por parte de los electrones incidentes, los cuales pueden ser reflejados (electrones retrodispersados) o absorbidos (extraído de Melgarejo *et al.*, 2010).

En consecuencia, cuando se trabaja con muestras rugosas, los detectores recibirán diferentes cantidades de electrones secundarios emitidos dependiendo de la inclinación que tenga cada sector de la muestra. A su vez, la intensidad de iluminación visualizada en el monitor estará en función de la cantidad de electrones secundarios que cada zona produzca, de manera que, se apreciarán zonas iluminadas cuando el sector produzca una gran cantidad de electrones secundarios, se obtendrán zonas de sombra que corresponderán a aquellas regiones que producen pocos electrones secundarios, y se visualizarán zonas con diferentes tonos claros para aquellas áreas con diversas producciones intermedias de electrones secundarios. Esta asociación existente de zonas iluminadas, oscuras y claroscuros brinda una sensación de relieve en tres dimensiones a la imagen contribuyendo en el estudio morfológico de las muestras (Reed, 2005).

Por otro lado, la composición química promedio del mineral excitado va a determinar en gran medida la cantidad de electrones retrodispersados que genere el haz incidente, es decir, si los elementos tienen altos números atómicos, los electrones retrodispersados registrados serán mayores. Por ello, los minerales pesados emitirán más electrones retrodispersados que aquellos ligeros, lo cual permite que los detectores capten una mayor intensidad y transmitan una imagen brillante que será observada en la pantalla. De esta manera, las áreas que contengan elementos más pesados ofrecerán una apreciación más brillante, y donde existan elementos más ligeros proporcionarán una captación más oscura.

Los microscopios electrónicos de barrido pueden incorporar un detector de rayos X de tipo dispersivo en energía (*Energy Dispersive Spectrometer*, EDS), el cual permite identificar la energía de los rayos X emitidos por la muestra y determinar los elementos químicos presentes en ella (Goldstein *et al.*, 2003). Esto ocurre debido a que el electrón incidente en ocasiones desprende electrones de las capas más profundas de los átomos, generando un espacio libre en ese nivel energético para después ser ocupado por un electrón de una capa superior y así sucesivamente, emitiendo en cada salto rayos X característicos de cada elemento químico. Así, al implementar el detector EDS, se obtendrá una serie de picos añadidos sobre el espectro continuo de rayos X originado por la radiación de frenado (desaceleración de electrones), los cuales corresponderán con las radiaciones características de cada uno de los elementos presentes en la muestra (Lamadrid, 2009; figura 4.7).

El espectro resultante del analizador EDS se genera en escasos segundos y la identificación del elemento que produce cada uno de los picos es instantánea, permitiendo desarrollar en muy breve tiempo un análisis cualitativo de los elementos químicos que se encuentran presentes en la muestra a partir del berilio, que es el límite de detección del método.

Es de señalarse que la intensidad de los rayos X producidos por cada elemento dependerá de la cantidad en la que dicho elemento se encuentre en la muestra, por lo que el espectro en energía de los rayos X emitidos contiene dos tipos de información, por un lado, al espectro continuo se le sobrepone el espectro característico en el que la posición de cada pico indica la energía de una radiación X característica de un elemento, por otra parte, la intensidad que proporciona cada pico, es decir, la altura máxima que alcanza, será directamente proporcional a la cantidad en la que se encuentre ese elemento en la muestra analizada.

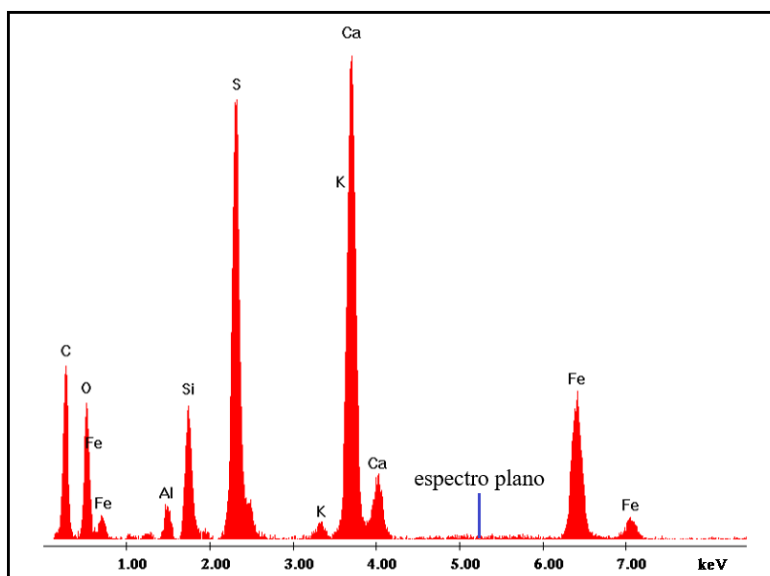


Figura 4.7. Espectro de rayos X obtenido por SEM-EDS en donde se representa el espectro característico de sus elementos presentes (Ca, Fe, S, Si, C, O) montado sobre el espectro continuo generado por la radiación de frenado (espectro plano del fondo).

Por lo anterior, la SEM-EDS es utilizada principalmente para determinar la composición química de una muestra de manera muy puntual (oscilando en el orden de una micra), en donde las principales aplicaciones de los detectores de electrones retrodispersados consisten en obtener imágenes de los cambios composicionales y, con ello, definir zonaciones intracrystalinas, obtener secuencias de cristalización a microescala y localizar minerales con elementos pesados. Para mejores resultados se recomienda trabajar con muestras pulidas.

4.5.2 Metodología

El análisis mediante SEM consistió en el estudio de 10 láminas delgadas que se seleccionaron de las 15 muestras sometidas a CL, para lo cual se consideraron aquellas que mostraron una mejor respuesta a dicha técnica. Para ello, se utilizó el equipo Quanta 200 marca FEI con analizador de energías (EDS), el cual se localiza en el Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN), en IPICYT. Consiste en un microscopio electrónico de barrido ambiental (ESEM) muy versátil que está diseñado para trabajar en tres modos de operación: alto vacío, bajo vacío y modo ambiental.

El modo de alto vacío (HV) es una modalidad tradicional del SEM que requiere una preparación convencional de las muestras, mientras que en la modalidad de bajo vacío (LV)

se pueden utilizar muestras eléctricamente no conductoras y se obtendrá una imagen nítida sin la necesidad de añadir una capa conductora de carbono, oro, aluminio, platino, entre otros. Por último, en el modo ambiental ESEM se pueden investigar las muestras completamente húmedas en su estado natural, no conductoras o biológicas y la presión puede ascender hasta 2000 Pa.

Para este trabajo, las condiciones habituales de operación fueron en bajo vacío (LV), por lo cual no fue necesario el recubrimiento de las muestras debido a que esta modalidad involucra condiciones de conducción ideal para que los electrones fluyan sobre la superficie de la muestra, aunque esto implica una menor resolución por el hecho de trabajar en bajo vacío. Se utilizó siempre un voltaje de 20-25 kV a una presión de 100 Pa. La resolución aproximada del equipo bajo estas condiciones de trabajo oscila entre 300-400 nm dependiendo del estado de la muestra.

El instrumento consta de una pieza principal que contiene una cámara blindada, un filamento de tungsteno que emite electrones, un detector de rayos X, lentes condensadores de partículas y lentes objetivos de aumento. Las muestras se colocan sobre una platina giratoria en los ejes X y Y controlada digitalmente. En su exterior, el equipo incluye un procesador de datos para el analizador de elementos EDS, además de una bomba de vacío que expulsa el aire de la cámara blindada, y una pantalla que permite el monitoreo constante de la muestra y mediante la cual se capturan las imágenes y las gráficas EDS (figura 4.8).

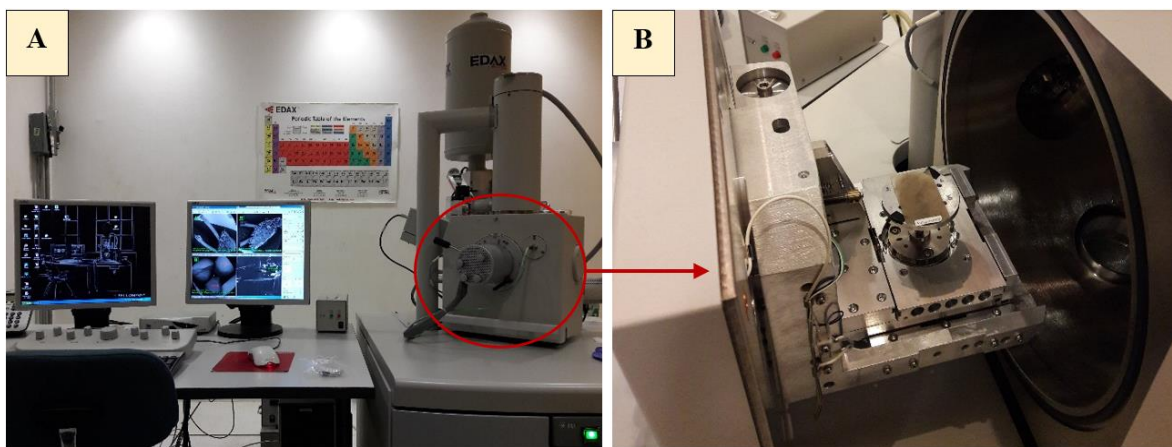


Figura 4.8. Equipo SEM Quanta 200 (ESEM) marca FEI ubicado en el LINAN, IPICYT. A) Fotografía general de la estructura externa. B) Introducción de una lámina delgada en el portamuestras.

En conclusión, el SEM-EDS es un instrumento de alta resolución cuya principal utilidad consiste en visualizar la textura y el relieve que presentan los cristales a examinar, identificar microestructuras y definir los sistemas de porosidad existente entre los granos y el tamaño de sus poros, mediante la representación de imágenes obtenidas por la técnica de retrodispersión de electrones.

Por lo tanto, este método es práctico, relativamente económico y no requiere de mucho tiempo para la ejecución de análisis cualitativos puntuales. También, como se trabaja con corrientes de sonda muy bajas, el daño debido a la radiación que se produce es muy bajo, por lo cual es un método poco destructivo. El único aspecto en contra que puede relacionarse a esta técnica ocurre debido a que muchos elementos producen rayos X con energías próximas o similares a las de otros elementos y, a causa de la baja resolución espectral de los espectrómetros EDS, los análisis obtenidos no siempre son muy precisos. Sin embargo, actualmente se están desarrollando software que enriquecen y optimizan los equipos para la obtención de mejores resultados.

Por todo lo anterior, el microanálisis semicuantitativo mediante SEM-EDS es imprescindible para el estudio de cristales de tamaño muy fino ($1\ \mu\text{m}$) y muestras húmedas y rugosas, convirtiéndolo en una herramienta potencialmente necesaria que en ocasiones no es muy utilizada en el campo de las Ciencias de la Tierra.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

La implementación de las técnicas convencionales de caracterización mineral descritas en el capítulo anterior ha proporcionado información general de las características litológicas y petrográficas de la Formación Agua Nueva. Aunque existen diversos estudios en cuanto a su bioestratigrafía, facies y sedimentología, no se ha establecido a detalle el proceso diagenético con base en el análisis de sus episodios de cementación.

Por lo anterior, en este capítulo se muestran los resultados obtenidos con los diferentes métodos utilizados, enfocándose especialmente en las microfracturas debido a que representan el principal objeto de estudio en este trabajo.

5.1 DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DE MUESTRAS DE MANO

A continuación se definen las propiedades litológicas de las seis localidades de interés de las cuales fueron tomadas las muestras de roca que se utilizaron en esta investigación (figura 5.1).

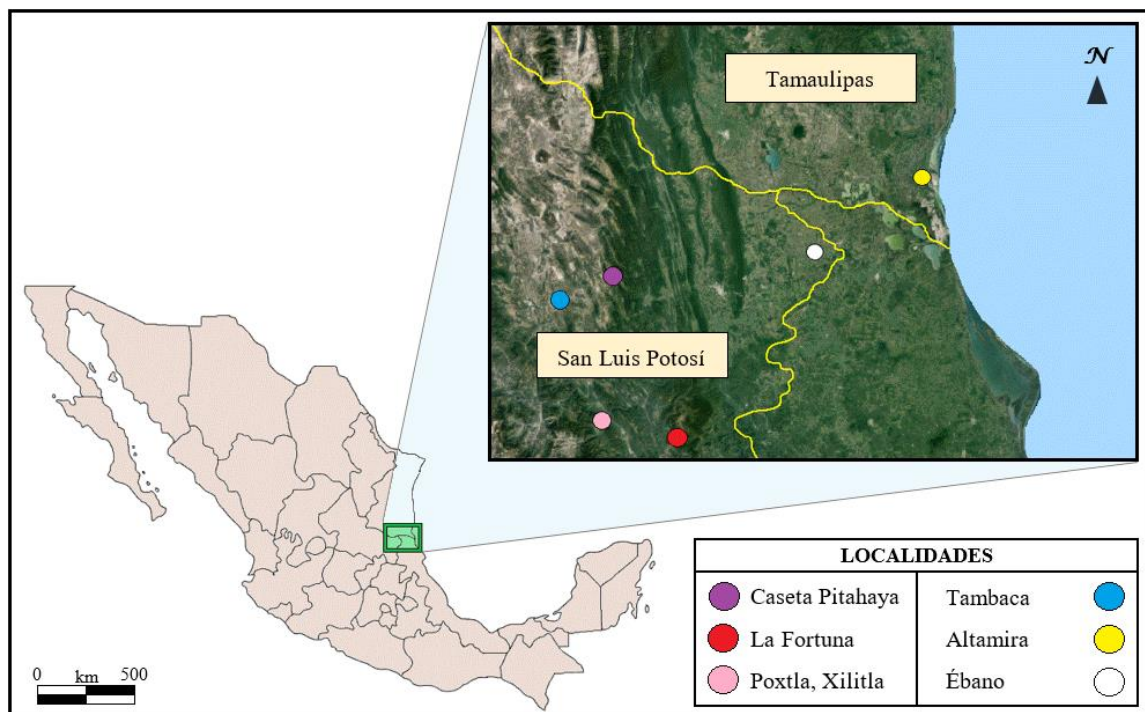


Figura 5.1. Ubicación geográfica de los sitios de interés.

5.1.1 Caseta Pitahaya

Este sitio se encuentra en el kilómetro 65 sobre la carretera de cuota de Río Verde a Ciudad Valles, S.L.P. Las muestras de este afloramiento presentan diversidad en su coloración de grises que va de tonos claros a oscuros. Se observa una intercalación bien estratificada entre capas gruesas de caliza tipo *wackestone* y lutitas de estrecho grosor con nódulos de pedernal que oscilan por los 3 cm de espesor (figura 5.2). Por la orientación de sus capas se aprecia un contenido de arcilla ligeramente mayor en la caliza de la parte superior, aunque este dato tendría que corroborarse con información general de campo. Por otro lado, su contenido mineralógico comprende pequeños cristales faneríticos de cuarzo y hematita, además de grandes cristales de calcita que en ocasiones quedan expuestos. Se observa ligera bioturbación percibida en una coloración más oscura por parte de las calizas, así como una gran cantidad de fracturamiento interconectado, del cual, la mayoría se encuentra sellado por calcita, aunque existen fracturas parcialmente abiertas que manifiestan porosidad.

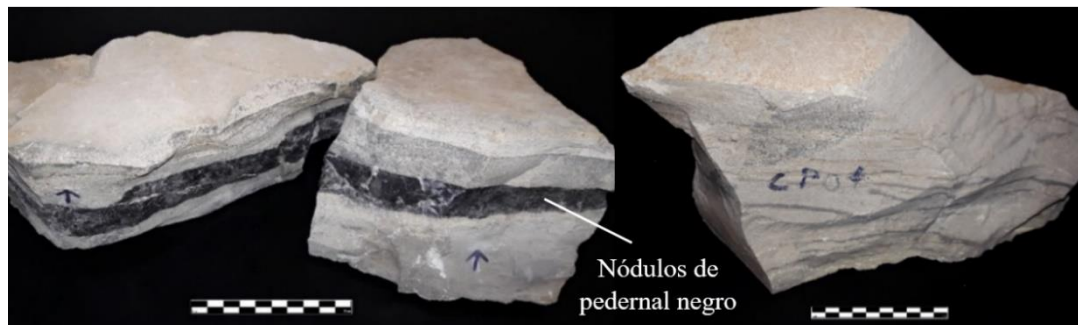


Figura 5.2. Bandas centimétricas de pedernal negro en calizas arcillosas. El escalímetro muestra 10 cm.

5.1.2 La Fortuna

Esta localidad está ubicada sobre la carretera federal No. 85 que va de Chapulhuacán a Tamazunchale, en el municipio de Tamazunchale, S.L.P. Las muestras de este afloramiento presentan una coloración gris oscura y café amarillenta, probablemente debido a una considerable alteración (figura 5.3). Estas rocas consisten en arcillas tipo *wackestone* con estratificación bien definida y textura afanítica, es decir, el tamaño de grano es muy fino, dificultando su apreciación inclusive con la ayuda de una lupa. Se observa fracturamiento abundante en múltiples direcciones, lo que indica la existencia de al menos dos *sets* principales de fracturas, las cuales tienen un espesor milimétrico y se encuentran selladas por calcita.

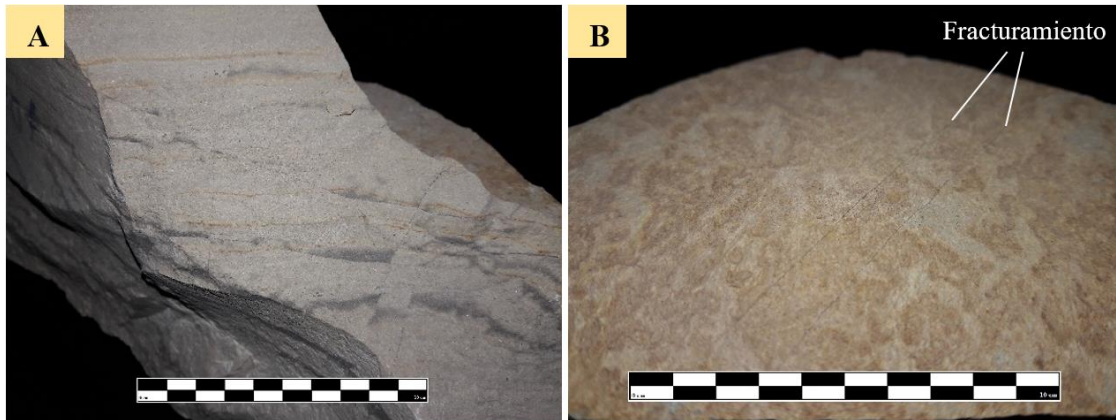


Figura 5.3. Muestras de la Formación Agua Nueva en la localidad La Fortuna. El escalímetro muestra 10 cm. A) Coloración grisácea y abundancia de fracturas en diversas direcciones. B) Coloración café amarillenta y fracturamiento paralelo sellado por calcita, perteneciente a un mismo *set*.

5.1.3 Poxtla, Xilitla

Esta zona se localiza al sur del municipio de Xilitla, S.L.P., sobre la carretera federal No. 120 que va de Jalpan de Serra a Xilitla. Las muestras de mano presentan una coloración que varía de gris claro a gris oscuro y están constituidas de calizas tipo *wackestone*.

Existe una intensidad de fracturas notablemente elevada, lo que produce que se entrecrucen en el interior. Este fracturamiento circula principalmente en dos direcciones, pudiendo formar dos conjuntos o *sets* de fracturas con características diferentes, aunque este dato es revisado en un análisis microscópico posterior. La roca tiene una fractura dominante que llega a alcanzar los 5 mm de espesor en su punto máximo y se encuentra sellada completamente por calcita de cristales faneríticos bien desarrollados (figura 5.4).



Figura 5.4. Muestra de mano del afloramiento de Poxtla, Xilitla que exhibe cristales bien desarrollados de calcita en fractura. Escalímetro a 5 cm.

5.1.4 Tambaca

Esta localidad se encuentra ubicada en el kilómetro 51 de la carretera que se dirige de Río Verde a Ciudad Valles, S.L.P., a 14 km al poniente de Caseta Pitahaya. La muestra consiste en un tabique extraído de una caliza tipo *wackestone* color gris claro y oscuro que expone una cara pulida en la cual se aprecia un alto contenido fosilífero cuando es examinado mediante el microscopio binocular (figura 5.5). La visualización a detalle e identificación de los bioclastos se realiza más adelante con el uso del microscopio. La roca cuenta con una gran cantidad de microfracturas y vetillas selladas por cemento calcáreo, orientadas en distintas direcciones, lo que significa que existen múltiples *sets* de fracturas.

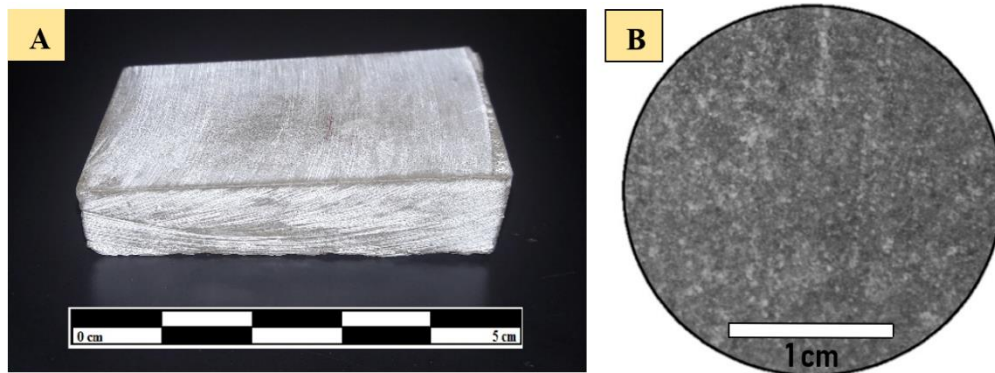


Figura 5.5. Muestra de la Formación Agua Nueva en la localidad de Tambaca. A) Tabique de caliza tipo *wackestone*. B) Observación mediante microscopio binocular que permite apreciar un elevado contenido microfósil.

5.1.5 Altamira

Este sitio corresponde al pozo Altamira 1029D, el cual se encuentra ubicado en el campo petrolero Tamaulipas, dentro de la Cuenca Tampico-Misantla (CTM) (figura 2.11, página 21). Para esta investigación se han tomado las 5 muestras de mano pertenecientes a núcleos de este pozo donde se corta la Formación Agua Nueva en el subsuelo (tabla 1.1, página 6), para lo cual ha sido necesario perforarse a profundidades que van de 436 a 463 metros, obteniendo dichos núcleos conforme se fue profundizando. Las muestras de núcleo han sido facilitadas por personal de Petróleos Mexicanos a partir del convenio para el proyecto CONACYT-SENER al cual está adherido este trabajo.

Las muestras del pozo Altamira 1029D consisten en calizas tipo *mudstone* y *wackestone* cuya coloración varía de tonos marrón claro a gris claro. Se distinguen cristales faneró-

ticos de calcita y pequeños cristales de pirita diseminados en zonas muy puntuales. La mayoría de estas muestras exhiben escaso fracturamiento, si se le compara con aquellas pertenecientes a afloramientos descritos previamente. Existen pocas fracturas dominantes o escasas vetillas que circulan en una dirección y se encuentran selladas por calcita (figura 5.6), pero que a su vez están completamente aisladas en una matriz afanítica, por lo cual se considera que pertenecen al mismo *set* de fracturas.

En las muestras que contienen una o dos fracturas dominantes, las fracturas llegan a alcanzar espesores considerables a tal grado que algunas presentan porosidad, es decir, se consideran fracturas parcialmente abiertas (figura 5.7).

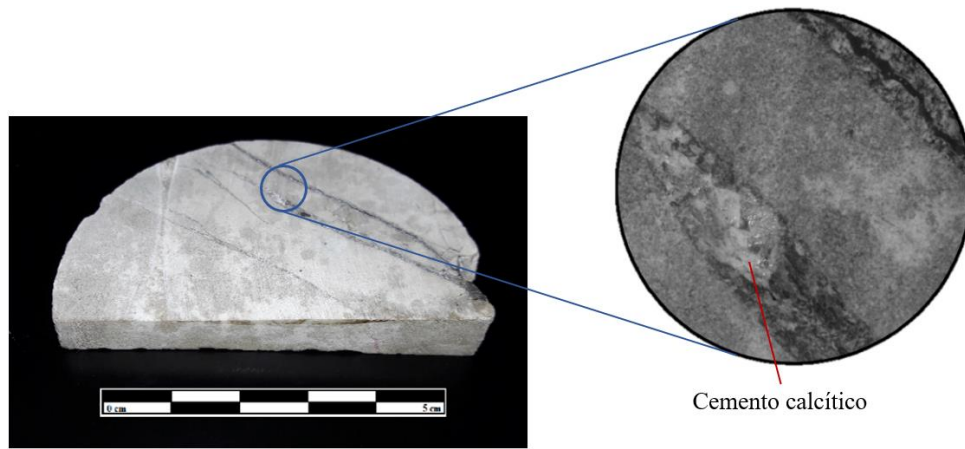


Figura 5.6. Muestra de núcleo de un pozo ubicado en Altamira, Tamaulipas, extraído a 450 metros de profundidad. A escala milimétrica, se observa que el fracturamiento dominante está sellado por calcita.

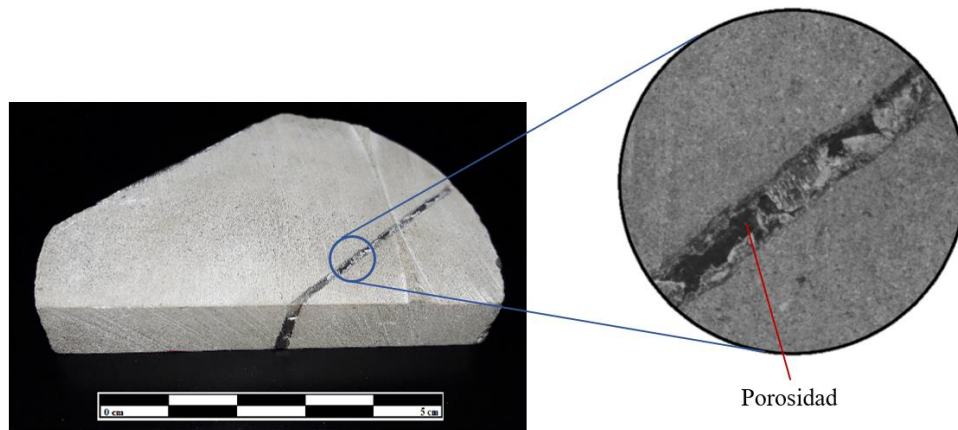


Figura 5.7. Muestra de núcleo de la Formación Agua Nueva, extraída a 453 metros de profundidad del pozo Altamira 1029D. La imagen de la derecha se ha logrado mediante un microscopio binocular, observándose que la fractura principal se encuentra parcialmente abierta y con calcita en sus paredes.

5.1.6 Ébano

Esta zona se encuentra ubicada en el campo petrolero de Ébano-Pánuco-Cacalilao (complejo EPC), al oriente del estado de San Luis Potosí y al norte del estado de Veracruz, dentro de la Cuenca Tampico-Misantla. Las muestras de mano disponibles en este complejo petrolero pertenecen a núcleos de los pozos Ébano 1053H y Ébano 1077H (tabla 1.1, página 6), los cuales cortan a la Formación Agua Nueva a 611 y 433 metros de profundidad, respectivamente.

El núcleo del pozo Ébano 1053H consiste en una caliza de estructura compacta con coloración que varía de marrón a gris oscuro con planos de estratificación (laminación) bien definidos (figura 5.8). Debido a su alto contenido de clastos carbonatados se clasifica como *wackestone*. No se perciben fracturas a simple vista, por lo que la microporosidad deberá ser analizada mediante técnicas con mayor resolución.

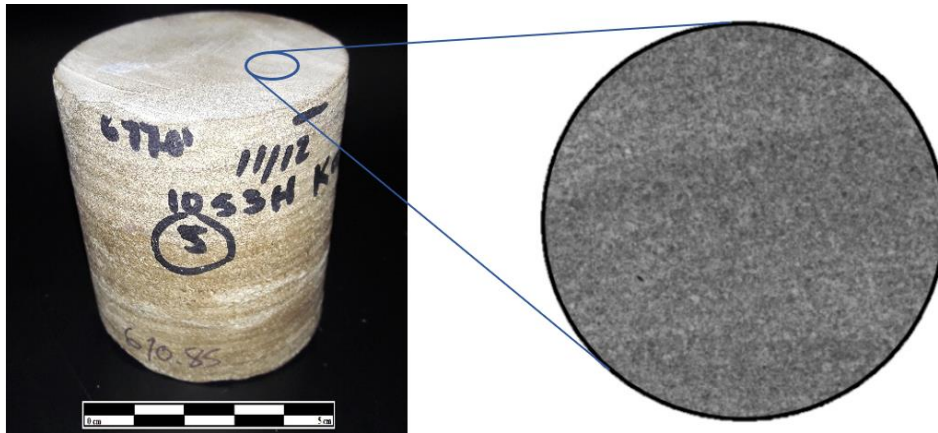


Figura 5.8. Muestra de núcleo observada con microscopio binocular, perteneciente a la Formación Agua Nueva, extraída a 611 metros de profundidad del pozo Ébano 1053H.

Por otro lado, el núcleo del pozo Ébano 1077H presenta una distribución heterogénea de sus constituyentes carbonatados, lo cual le otorga una coloración transicional de gris claro a gris oscuro (figura 5.9).

La muestra corresponde a una caliza tipo *wackestone* en donde se dificulta el reconocimiento de sus componentes. Al igual que el núcleo anterior, no existe fracturamiento visible en la roca en esta escala.

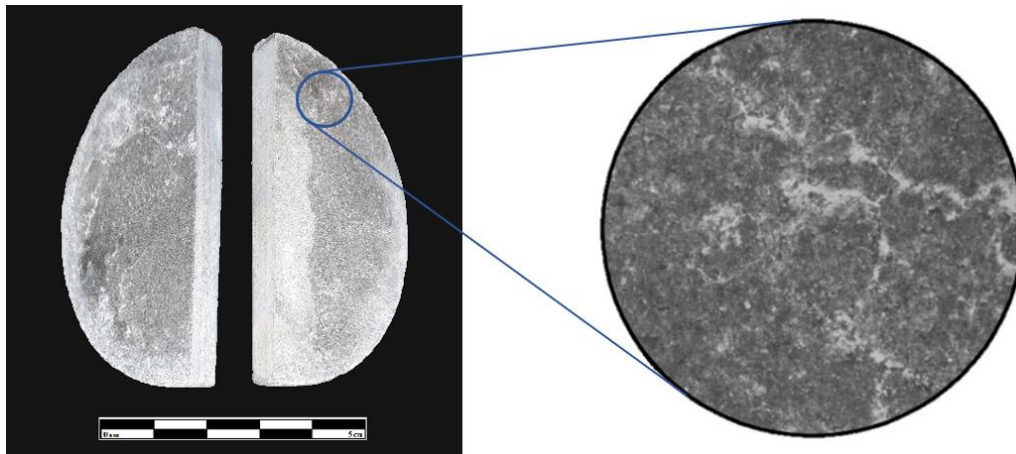


Figura 5.9. Muestra de núcleo del pozo Ébano 1077H donde se tiene contacto con la Formación Agua Nueva a 433 metros de profundidad. No es posible distinguir fracturamiento incluso cuando se visualiza bajo el microscopio binocular.

Hasta ahora se ha descrito el aspecto general de las rocas de interés que forman parte de la zona de estudio. Mediante estas observaciones a macroescala se ha logrado reafirmar la información citada en las revisiones literarias de capítulos previos que mencionan las características litológicas de la Formación Agua Nueva. Además, dichas observaciones constituyen la base para los estudios ulteriores, los cuales hacen uso de herramientas de alta resolución que permiten obtener información a microescala para un análisis a detalle.

5.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Para describir a detalle los elementos principales que componen a las rocas carbonatadas se ha realizado un análisis petrográfico de las láminas delgadas de los seis sitios de interés. Con ello, se ha logrado clasificar a las rocas y proporcionar una idea de las condiciones en las que la Formación Agua Nueva se depositó.

5.2.1 Caseta Pitahaya

En esta zona se identificaron rocas cuya masa básica consiste en una matriz micrítica que cubre aproximadamente el 80% de la muestra. La micrita (M) es una masa con tamaño de grano muy fino presente en las rocas carbonatadas y, a su vez, constituye la porción más fina de los componentes calcáreos. También se le conoce como calcita microcristalina y,

según Folk (1962), tiene un límite máximo de tamaño de 4 μm . Estas rocas que contienen matriz micrítica se describen como depósitos de aguas tranquilas, de acuerdo con las categorías en niveles de energía deposicional (Folk, 1962).

Las rocas carbonatadas presentan también componentes de tipo aloquímico y bioclastos que facilitan su clasificación, siendo los granos de origen esquelético aquellos constituyentes principales encontrados en ellas. Dichos fragmentos fósiles consisten en foraminíferos planctónicos, tales como *globotruncanas* (GT), *hedbergellas* (HBG), *calciesferas* (CE) y *radiolarios* (RD), además de restos de esqueletos tubulares identificados como *filamentos* (F), siendo indicativos de superficies de baja energía y zonas restringidas (figura 5.10).

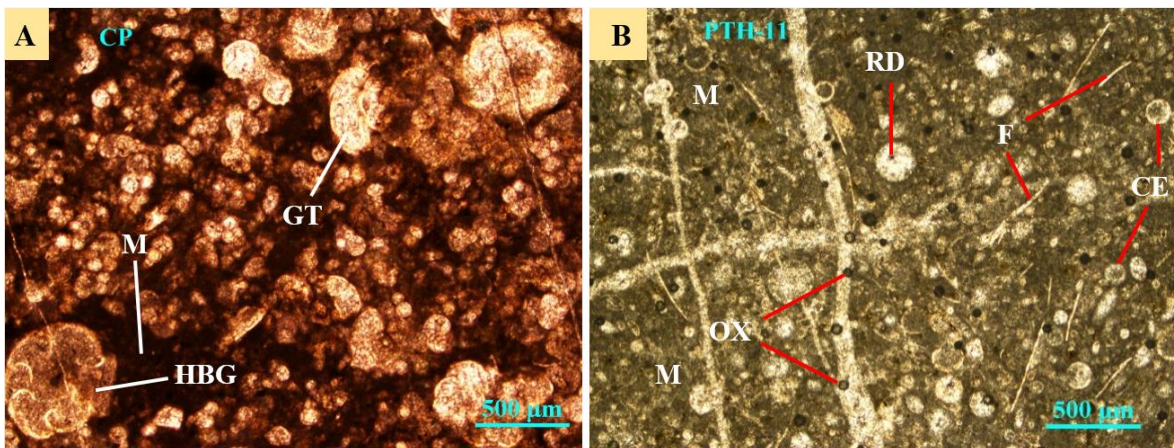


Figura 5.10. Fotomicrografías pertenecientes a la Formación Agua Nueva en la localidad de Caseta Pitahaya, en S.L.P. A) Matriz micrítica (M) teñida, con *globotruncanas* (GT) y vetillas selladas por cemento esparítico intersectando *hedbergellas* (HBG). B) Diversidad de bioclastos presentes: *calciesferas* (CE), *radiolarios* (RD) y *filamentos* (F). Abundancia de óxidos diseminados (OX).

El tamaño del grano en todas las muestras pertenecientes a esta zona fue menor a los 2 mm con una abundancia en sus componentes mayor al 10% del total, los cuales tienen un contacto mayormente flotante y en ocasiones puntual, encontrándose pobremente seleccionados con una fábrica tipo *mud-supported*. Por otro lado, se observó que algunos de los granos esqueléticos fueron afectados especialmente por dos procesos diagenéticos: la disolución y la micritización (figura 5.11A).

Una vez que se identificó el tipo de masa básica, los componentes, sus relaciones porcentuales y las propiedades específicas de las muestras con base en la clasificación textural

de carbonatos según Dunham (1962), se asignó el nombre de *wackestone* con bioclastos a la totalidad de muestras analizadas en este sitio.

Finalmente, como aspectos secundarios se observó una porosidad remanente en la matriz, aunque no fue consistente en la mayoría de las muestras. El fracturamiento es abundante, oscilando desde estrechas vetillas con apertura de escasas micras hasta grandes fracturas que alcanzan las 900 micras de espesor. Dichas fracturas se encuentran selladas por cemento cal cáreo y están orientadas en diferentes direcciones, produciendo que se crucen longitudinalmente entre sí. Se evidencia la presencia de fracturas de cizalla (FC), las cuales intersectan en un ángulo oblicuo a un *set* de fracturas presumiblemente más antiguo (figuras 5.11B y C). Los óxidos diseminados (OX) se manifiestan en abundancia en la mayoría de las secciones y, se registra la aparición de estilolitas (EST) (figura 5.11D).

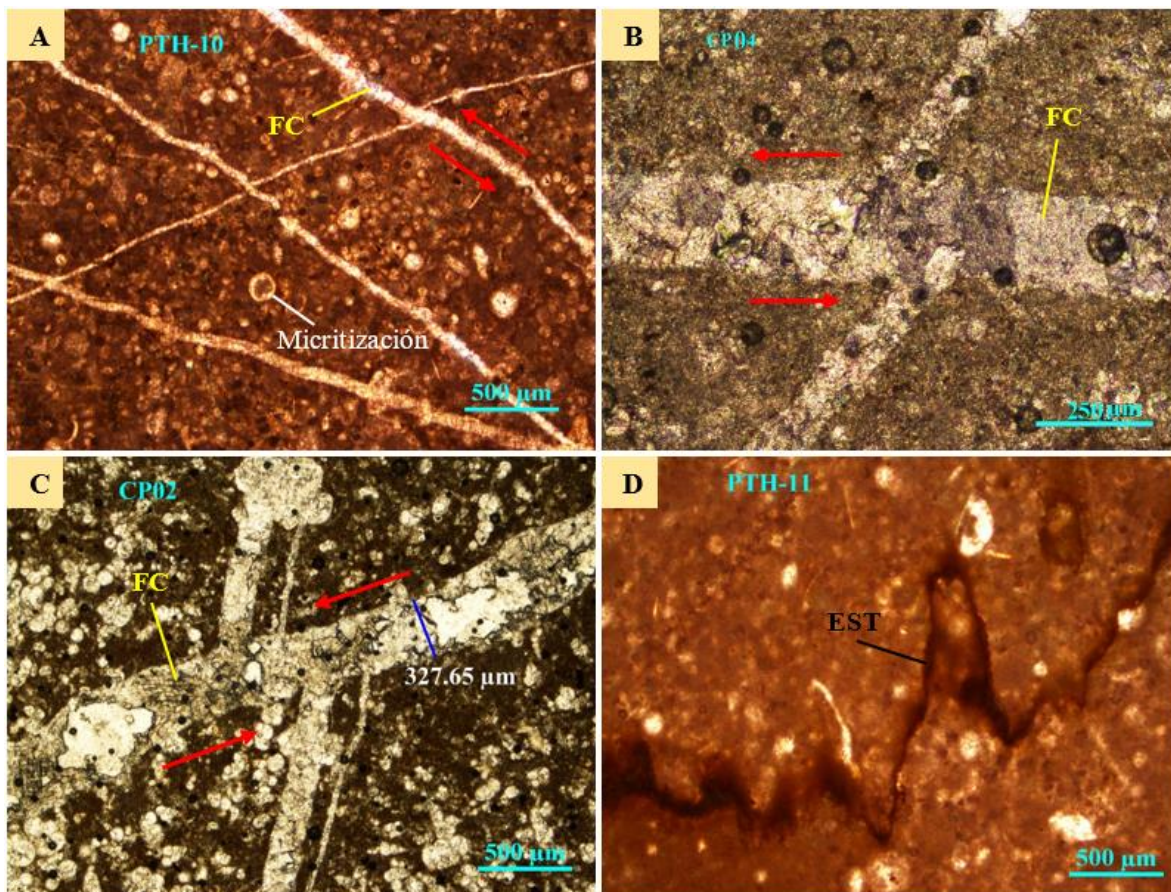


Figura 5.11. Fotomicrografías de láminas delgadas de Caseta Pitahaya. A) *Calciesfera* susceptible a la destrucción por disolución para transformarse en micrita (micritización). B y C) Fracturas de cizalla (FC) cortando a fracturas de extensión previas. D) Presencia de estilolitas (EST).

5.2.2 La Fortuna

La roca en esta zona está conformada por matriz micrítica superior al 80% del total de la muestra. El cementante es esparita (E), para la cual Folk (1962) define el tamaño de sus cristales en general mayores a 10 μm . Cuando la esparita se presenta como cemento calcítico (esparítico) se le denomina ortoesparita y, de acuerdo con Folk (1959), comúnmente tiene un tamaño de cristales superior a 30 μm , lo cual es el caso de las rocas en estudio (figura 5.12).

Los componentes de origen esquelético identificados consistieron en foraminíferos planctónicos recubiertos en su totalidad por cemento esparítico (ortoesparita), distribuidos en una cantidad mayor al 10% y constituidos principalmente por *radiolarios* (figura 5.12A). Con frecuencia, estos organismos son abundantes en muestras de calizas mesozoicas formadas en aguas profundas y su reconocimiento en láminas delgadas se facilita debido a que sus caparazones tienen forma esférica y originalmente estaban compuestos de sílice, el cual se encuentra actualmente reemplazado en su totalidad por calcita u óxidos de hierro (Santana-Salas, 2012). Lo anterior, limita la conservación de los detalles del caparazón de los *radiolarios*, por ello, en ocasiones se observan pequeñas espinas a su alrededor, permitiendo diferenciarlos de las *calciesferas*.

El tamaño del grano de todos los componentes fósiles fue inferior a los 2 mm, encontrándose suspendidos en una matriz soportada por lodo calcáreo, con un empaque de pobre a moderadamente seleccionado y teniendo ocasionalmente un contacto puntual originado por la ortoesparita que los recubre. Con base en estas características descritas se clasificó como *wackestone* con bioclastos (biomicrita) a la textura de las rocas de esta zona.

Por último, se observaron aspectos generales que involucran una gran cantidad de fracturamiento, el cual contiene desde delgadas vetillas que oscilan los 25 μm de espesor hasta fracturas de gran apertura que sobrepasan los 800 μm , encontrándose todas ellas selladas por cemento esparítico y orientadas en diferentes direcciones formando una especie de enrejado. Aquellas fracturas de mayor apertura exhibieron porosidad tipo vugular (PVug) (la cual es típica en rocas carbonatadas) de tamaño y forma variada y, evidenciaron la presencia de remanentes de kerógeno (RK) (figuras 5.12C y D). Nuevamente se registró la existencia de estilolitas como producto de una presión y disolución en la roca (figura 5.12B).

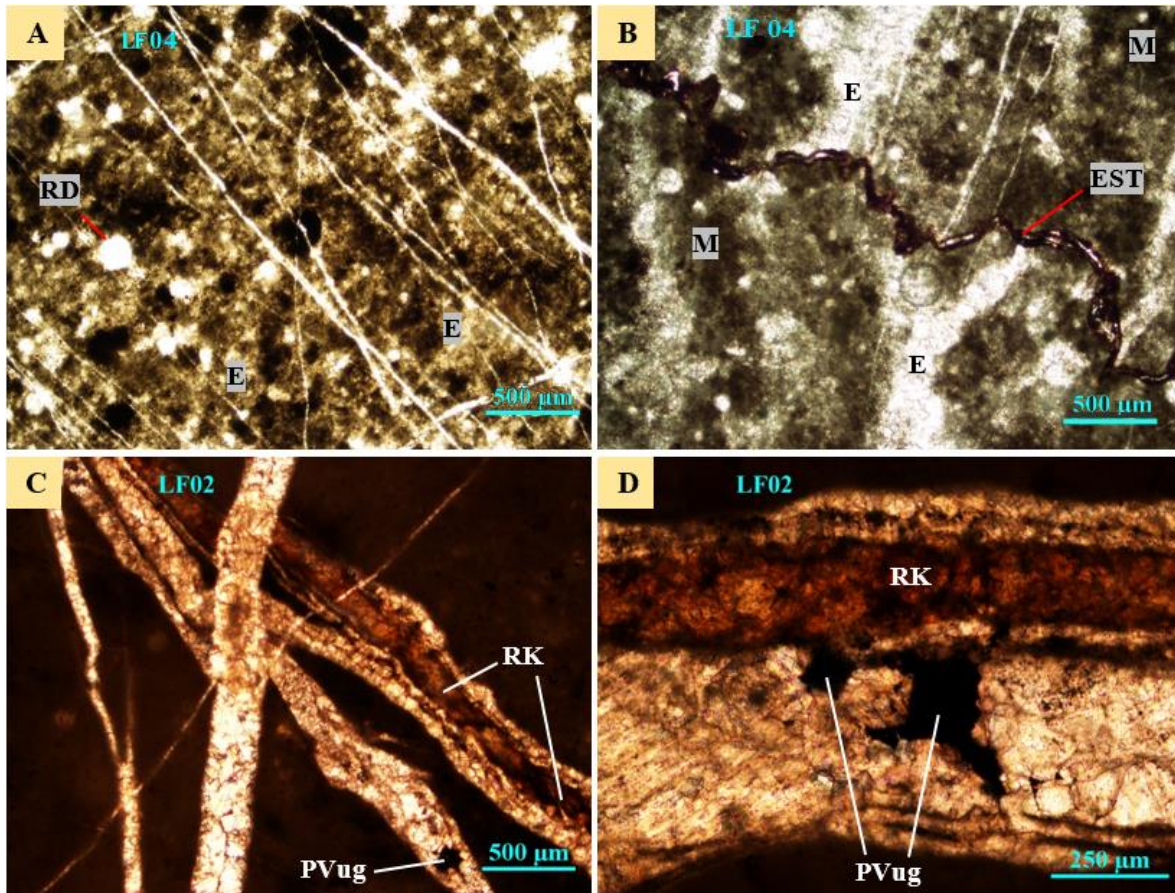


Figura 5.12. Fotomicrografías de láminas delgadas de La Fortuna. A) Bioclastos recubiertos por ortoesparita. RD: *Radiolarios*, E: Esparita. B) Estilolita tectónica (EST). M: Matriz micrítica. C y D) Porosidad tipo vugular (PVug) y remanentes de kerógeno (RK).

5.2.3 Poxtla, Xilitla

Las muestras pertenecientes a este afloramiento consisten de matriz micrítica en color marrón oscuro que supera el 85% de la roca. Su cementante es esparítico, con un tamaño de cristales que sobrepasan fácilmente los 30 µm.

Se reconocieron componentes de origen orgánico, siendo los foraminíferos planctónicos como los *radiolarios*, *calciesferas* y *espículas* (ES) los que predominan de manera constante en todas las secciones analizadas, con una distribución que supera el 10%. Además, se aprecia una evidente asociación entre las *espículas* y los *radiolarios* observados, simulando una aparición en conjunto. Estas *espículas* son espinas que formaron parte de otros organismos como las esponjas, encontrándose en las partes más suaves. Para su reconocimiento en

láminas delgadas se debe considerar que su longitud no excede los 100 μm y que, al igual que los *radiolarios*, estuvieron constituidas por sílice que actualmente se presenta reemplazado por calcita en su totalidad. De acuerdo con Dapples (1979), la diagénesis de las *espículas* de esponjas silíceas comienza cuando se rellenan sus canales axiales con sedimento micrítico, óxidos de hierro y cemento, para posteriormente ser disueltas y reemplazadas por calcita.

El tamaño del grano de los fragmentos esqueléticos no superó los 2 mm, manteniéndose en contacto flotante dentro de una fábrica poco empaquetada soportada por lodo. Por ello, se asignó el nombre de *wackestone* con biógenos (biomicrita) a la textura de las muestras de esta localidad.

De manera general, se observó un intenso fracturamiento desplegado a lo largo de dos principales *sets* de fracturas, los cuales se intersectan en sus longitudes formando un enrejado donde predominan las vetillas de escasas micras de espesor, siendo la calcita esparítica el cementante de todas ellas (figura 5.13A). La porosidad primaria es escasa, existiendo únicamente de tipo interparticular en la matriz, por lo que el sistema de espacios porosos está gobernado por la porosidad secundaria, la cual se presenta en fracturas parcialmente abiertas que contienen oquedades identificadas como tipo vugular siendo producto de la disolución de la roca (figura 5.13B).

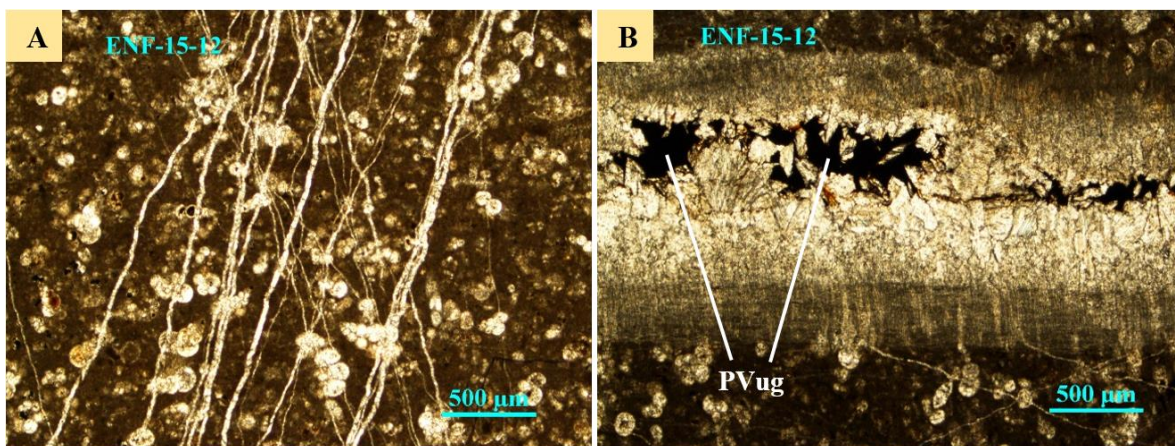


Figura 5.13. Fotomicrografías de láminas delgadas de la Formación Agua Nueva en Poxtla, Xilitla. A) Microfracturas selladas por cemento calcítico esparítico, orientadas en dos direcciones. Diversidad de fósiles suspendidos en una matriz micrítica de color marrón oscuro. B) Fractura que supera los 2 mm de apertura, se encuentra rellena de esparita y contiene porosidad vugular (PVug).

Por otro lado, se identificó la existencia de textura tipo *crack-seal*, la cual es el resultado del fracturamiento continuo durante la precipitación del cemento esparítico dentro de las fracturas y, según Hooker *et al.* (2012), constituye un fuerte indicador de que la fractura ha sido sellada con cemento sincinemático (figura 5.14A). Además, aparecen estilolitas de manera continua en la mayoría de las láminas presentando residuos insolubles acumulados en sus bordes, lo cual reduce la permeabilidad local de la roca impidiendo la circulación de algún tipo de fluido a través de ellas (figuras 5.14B, C y D).

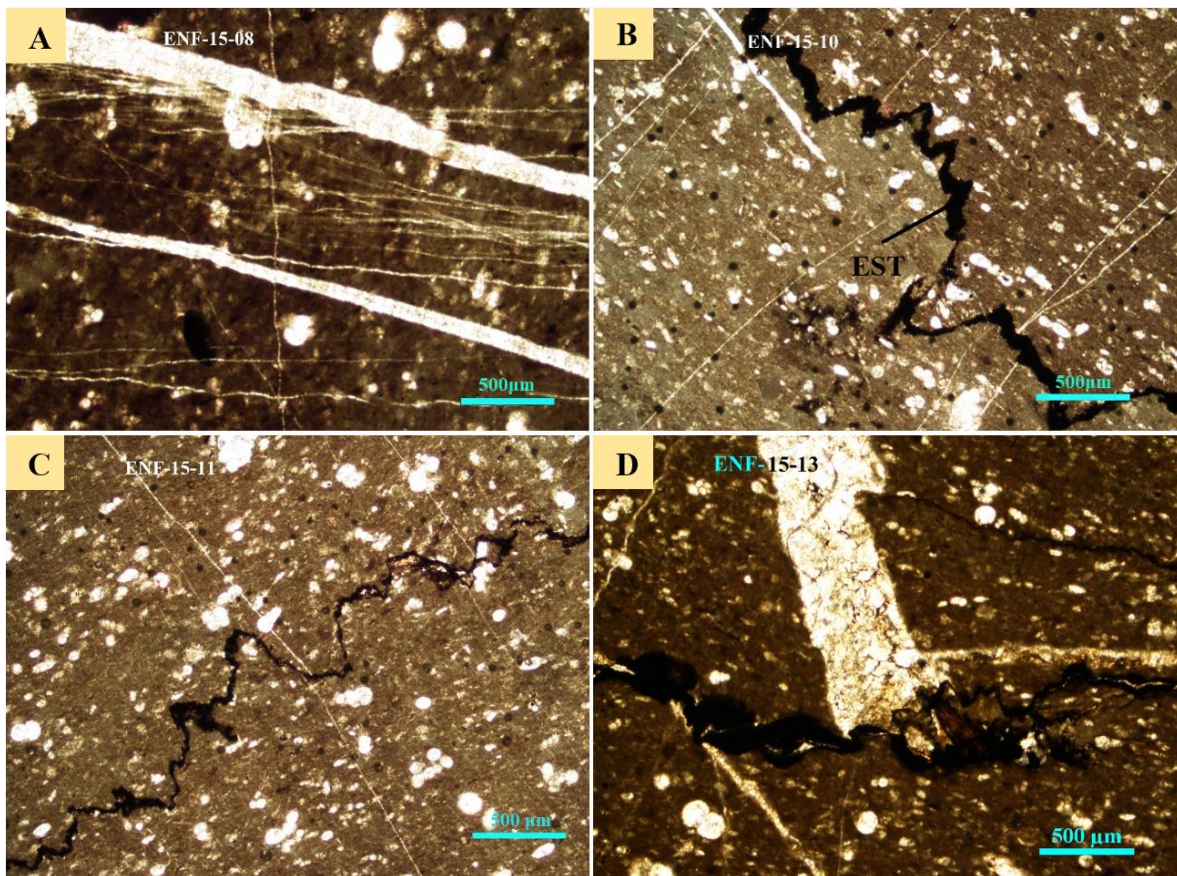


Figura 5.14. Fotomicrografías mostrando las fracturas presentes en Poxtla, Xilitla. A) Textura *crack-seal* reflejando los diferentes pulsos sufridos durante la apertura de la fractura. B) Los microfósiles se encuentran plegados y alineados paralelamente a la laminación (muestra no orientada), siendo producto de la compactación, la cual junto con la disolución originan estas estructuras conocidas como estilolitas (EST). C) Estilolita atravesando gran parte de la muestra compuesta por una matriz micrítica. D) Estilolita cortando indiscriminadamente los granos, matriz y cemento esparítico, interrumpiendo la continuidad de la fractura.

No obstante, incrementa el tamaño y abundancia de los óxidos diseminados en las muestras a tal grado que algunos foraminíferos se encuentran parcialmente reemplazados por

fierro, aunque también, algunos otros esqueletos orgánicos se exhiben rellenos de sedimento micrítico (figura 5.15).

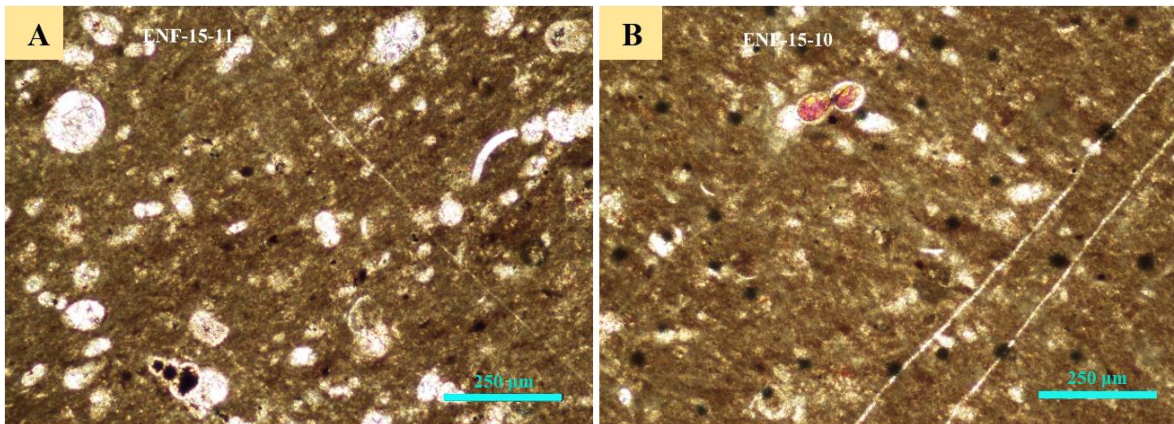


Figura 5.15. Fotomicrografías de láminas delgadas del afloramiento de Poxtla, Xilitla. A) Foraminífero planctónico biseriado con corte longitudinal reemplazado parcialmente por fierro. B) *Calciesferas* que presentan micritización parcial, aunque otros bioclastos muestran una estructura mayormente preservada.

5.2.4 Tambaca

El análisis de las muestras correspondientes a esta localidad presentó un contenido de masa básica superior al 80%, constituido por una matriz micrítica de color marrón claro que contiene a sus componentes orgánicos, los cuales abarcan una superficie mayor al 10% del total de la muestra.

Aunque la diversidad en los componentes fósiles es muy extensa, existe un notable dominio de *globotruncanas* con tamaños que alcanzan los 400 µm de longitud, y que a su vez, están completamente recubiertas por ortoesparita (figura 5.16A).

La presencia de *globotruncanas* es de gran importancia porque son indicadoras de condiciones más profundas, es decir, cuando se encuentran en grandes cantidades indican un ambiente marino profundo (~3500 m). La buena preservación de sus conchas se debe a su composición mineralógica, la cual es de calcita baja en magnesio y, de acuerdo con Tucker y Wright (1990), refleja las bajas temperaturas de las aguas profundas.

Lo anterior se justifica debido a que los foraminíferos planctónicos están ausentes en ambientes marinos someros y son importantes formadores de calizas marinas profundas, de

manera que las *globotruncanas* evidencian un ambiente de plataforma externa profunda (Tucker y Wright, 1990; Flügel, 2004).

El rango cronoestratigráfico de las *globotruncanas* abarca desde el Coniaciano-Santoniano hasta el Maastrichtiano (Cretácico Superior), aunque en ocasiones es común encontrarlas desde el Turoniano. Este género incluye especies con una forma de vida planctónica, cuya distribución latitudinal es preferentemente tropical a subtropical, además de organismos pelágicos de aguas intermedias a profundas (BouDagher-Fadel, 2012).

En las muestras analizadas, el tamaño de las estructuras esqueléticas no superó los 2 mm, teniendo un limitado contacto puntual debido a un empaquetamiento pobremente seleccionado, por lo que se reconoció una fábrica tipo *mud-supported* en las rocas y se clasificaron con una textura *wackestone* o biomicrítica con *globotruncanas* (figura 5.16B).

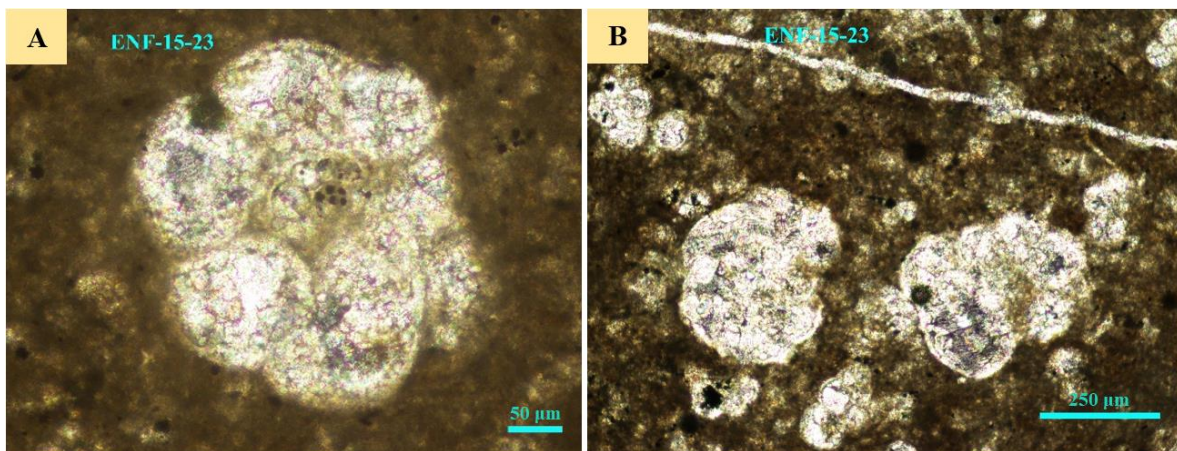


Figura 5.16. Fotomicrografías del contenido de bioclastos en matriz micrítica presente en el afloramiento de Tambaca. A) *Globotruncanas* recubiertas por cemento esparítico. B) *Wackestone* con abundantes *globotruncanas*.

La abundancia en el fracturamiento se ha mantenido constante tanto en las rocas de este afloramiento como en los anteriores. Todas estas fracturas se encontraron selladas de cemento esparítico y orientadas en diversas direcciones, produciendo una intersección que en ocasiones permite visualizar fracturas de cizalla de mayor espesor (figura 5.17A). En estas redes producidas por el entrecruzamiento de las fracturas, predominaron las vetillas de menor apertura. Además, se observó una cantidad considerable de óxidos dispersos que han comenzado a reemplazar parcialmente las zonas más susceptibles de los fragmentos fósiles. Por

otro lado, se identificó remanente de kerógeno situado en zonas muy puntuales de la matriz y cercanas a las fracturas (figura 5.17B).

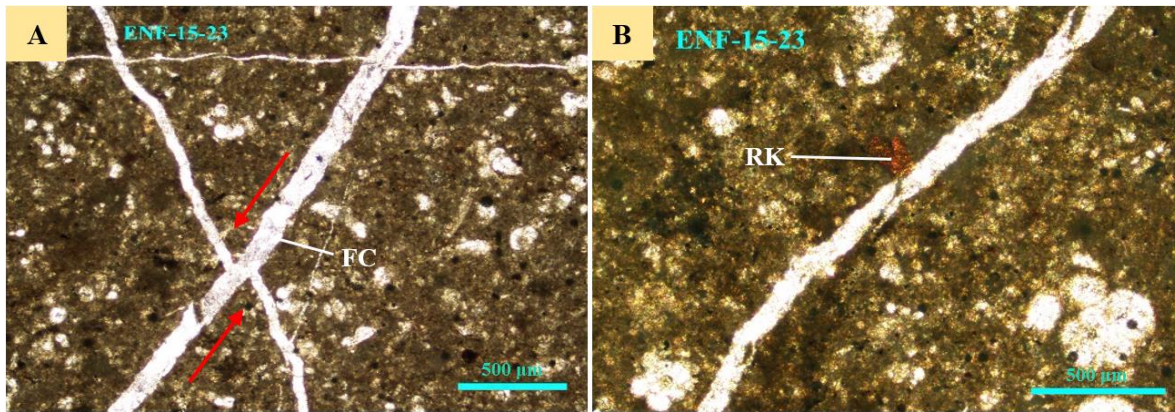


Figura 5.17. Fotomicrografías del fracturamiento sellado por calcita en Tambaca. A) Fractura de cizalla (FC) cortando a una fractura más antigua. B) Remanente de kerógeno (RK) en matriz.

5.2.5 Altamira

Las láminas de este pozo involucran muestras que fueron tomadas de 436 a 463 metros de profundidad. Están constituidas por una matriz micrítica que fue aumentando en porcentaje conforme se profundizó, presentándose inicialmente en un 80% del total de la roca en profundidades de 436 a 445 metros (lámina AL 1029D-1), después por encima del 85% en muestras extraídas de 445 a 454 metros de profundidad (láminas AL 1029D-2, -3, -6, -7) y, finalmente, esta matriz micrítica superó el 90% en las láminas pertenecientes de los 454 a los 463 metros de profundidad (láminas AL 1029D-4, -5, -8, -9).

Los componentes consistieron en foraminíferos planctónicos que, caso opuesto a lo anterior, fueron disminuyendo de acuerdo con el aumento en la profundidad, de manera que, al inicio se observaron con una distribución superior al 10% de la muestra total y terminaron manifestándose en una cantidad muy por debajo de dicho porcentaje (~5%).

El escaso contenido fósil presente mantuvo un tamaño inferior a los 2 mm, sostenidos en una fábrica mal seleccionada soportada por lodo calcáreo. Por todo lo anterior, las rocas se clasificaron como *mudstone-wackestone* (micrita-biomicrita) con bioclastos.

El fracturamiento existente en estas muestras de pozo disminuyó notoriamente comparado con aquellas previas de afloramientos, encontrándose en su mayoría un solo *set* de

fracturas cuyo espesor oscila desde escasas micras hasta más de 1 mm de apertura. Se estableció como cementante a la esparita, la cual no sólo sella todas las fracturas sino que también recubre a los restos orgánicos (figura 5.18). El contenido de remanentes de kerógeno aumentó, impregnando algunas fracturas y zonas cercanas a ellas (figura 5.19).

Aparecieron dendritas de manera repentina, las cuales manifiestan una consistencia membranosa y coloración oscura con aspecto de pseudofósiles de plantas ramificadas pero se forman químicamente por precipitación del dióxido de manganeso (MnO_2) durante la meteorización (figura 5.20). Estas dendritas son concreciones minerales que se caracterizan por presentar una estructura análoga a la de un árbol con múltiples ramificaciones, donde sus rasgos repetitivos son rastros de los procesos de desarrollo de los cristales (Toscano y Donaire, 2008).

La forma peculiar de las dendritas se produce por acción de un proceso de crecimiento rápido a lo largo de direcciones cristalográficas energéticamente favorables. Dicho crecimiento influye de manera importante sobre las propiedades desarrolladas en el material resultante (Lucas, 2017).

En la mayoría de las ocasiones, la formación de dendritas ocurre cuando el agua con alto contenido de manganeso y hierro fluye por los planos de estratificación y el fracturamiento natural (fisuras y diaclasas) de las rocas carbonatadas (caliza), depositando cristales dendríticos al circular (Santana-Salas, 2012). De este modo, las dendritas son producto de la evaporación de estas aguas que, al penetrar en los poros de las rocas, depositan los minerales disueltos formando incrustaciones y agregados típicos que forman tales ramificaciones (Toscano y Donaire, 2008). Debido a que se forman únicamente en un ambiente sedimentario, con frecuencia se confunden los cristales minerales dendríticos con restos de organismos fósiles o filamentos biológicos.

Por otro lado, las láminas analizadas también presentaron una abundancia constante en la diseminación de óxidos de fierro en relación con las muestras de otras localidades, sin embargo, existe un mayor reemplazamiento parcial del cemento esparítico por medio de este óxido, el cual invade tanto el cemento calcáreo que rellena a las fracturas como a la misma esparita que recubre a los bioclastos (figura 5.21).

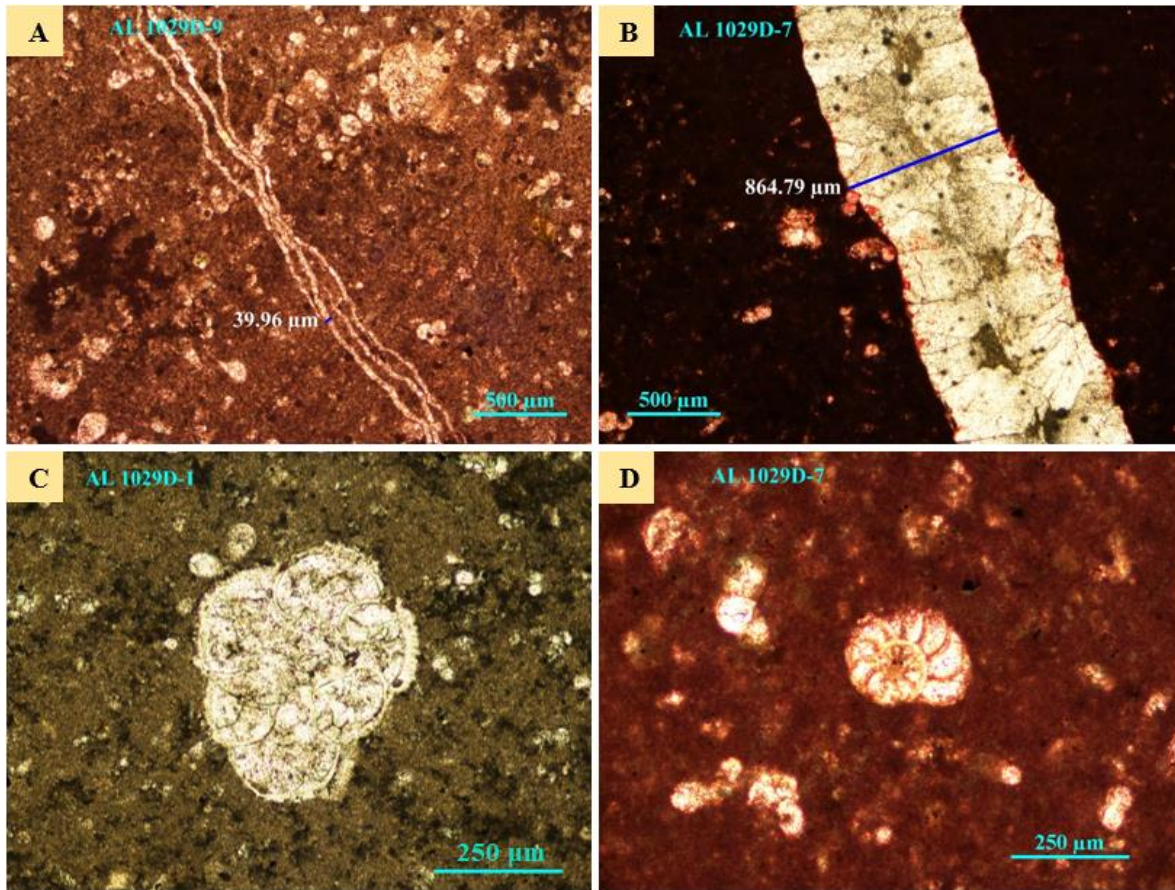


Figura 5.18. Fotomicrografías de láminas delgadas de la Formación Agua Nueva en el pozo Altamira 1029D. A) Microvetillas selladas por calcita pertenecientes a un mismo set de fracturas con orientación en tendencia paralela. B) *Mudstone* de matriz micrítica con fractura sellada por cemento esparítico con reemplazamiento parcial de óxidos diseminados. C) *Globotruncana* recubierta por esparita, suspendida en una matriz micrítica sin teñir. D) Foraminífero planispiralado con corte ecuatorial transversal recubierto por cemento calcáreo.

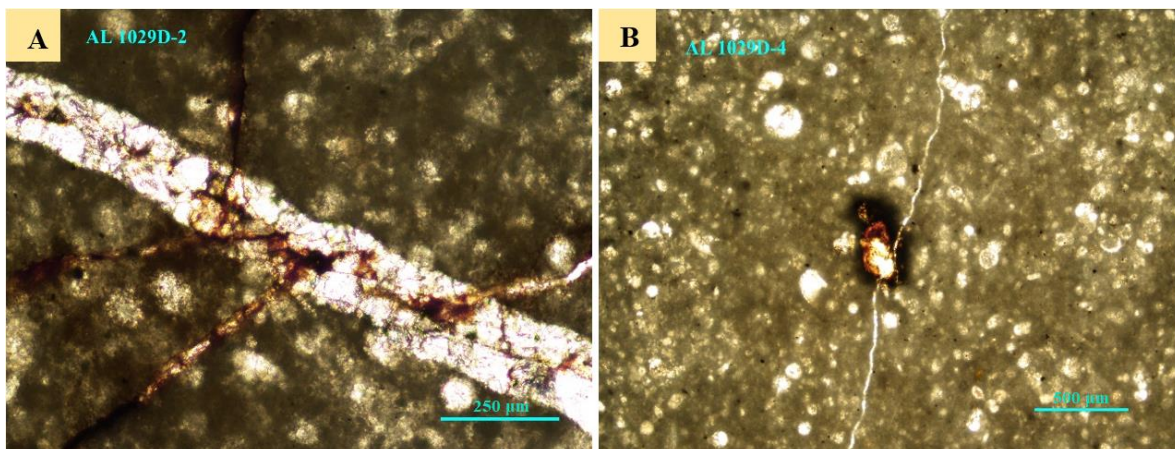


Figura 5.19. Fracturamiento de la Formación Agua Nueva en Altamira. A) Fractura sellada por calcita con impregnaciones de remanente de kerógeno. B) Punto saturado por residuos de kerógeno.

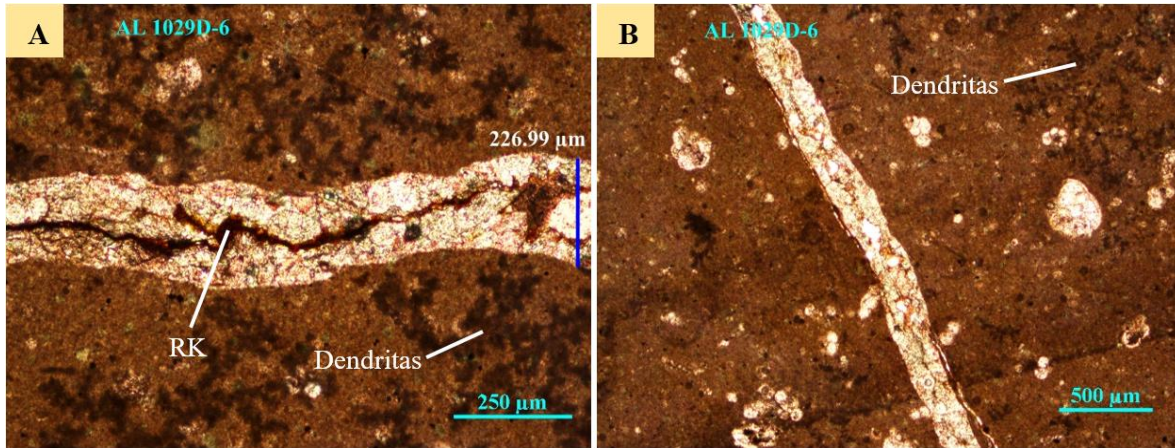


Figura 5.20. *Mudstone* con bioclastos en una matriz micrítica teñida. A) Micrita con presencia de dendritas membranosas y fractura sellada por cemento esparítico con impregnaciones de remanentes de kerógeno (RK). B) Dendritas que exhiben su forma ramificada y foraminíferos planctónicos.

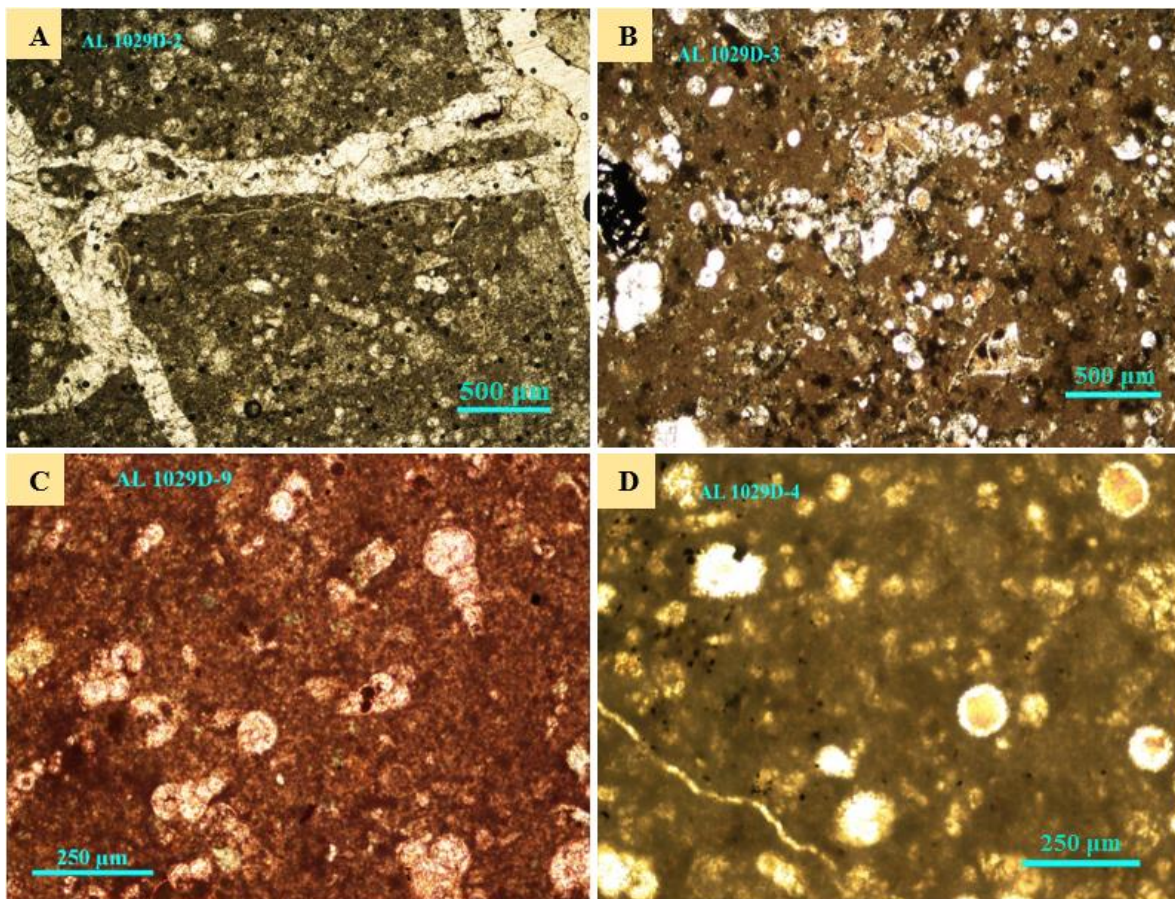


Figura 5.21. Fotomicrografías que muestran la disseminación de óxidos de hierro en láminas delgadas de Altamira. A) Abundante presencia de óxidos en matriz micrítica y reemplazando parte del cemento esparítico que rellena a las fracturas. B y C) Contenido de bioclastos parcialmente reemplazado por hierro. D) Foraminíferos planctónicos reemplazados parcialmente por óxidos y micrita.

5.2.6 Ébano

Las láminas delgadas analizadas pertenecen a muestras de tres pozos ubicados en el campo petrolero de Ébano que cortan a la Formación Agua Nueva en profundidades diferentes, siendo el pozo Ébano 1053H el de mayor penetración debido a que intersecta a esta unidad formacional de los 603 a los 612 metros de profundidad, seguido por el pozo Ébano 1040H que lo hace de 488 a 497 metros y, finalmente, el pozo Ébano 1077H del cual se obtuvo una muestra a los 433 metros de profundidad.

La roca está constituida por una masa básica de matriz micrítica presente en una cantidad mayor al 85% de la muestra, superando en ocasiones el 90%, en donde el color marrón es predominante. Los componentes corresponden a granos de origen esquelético, principalmente foraminíferos planctónicos, cuya presencia es eventualmente mayor o menor al 10% del total de la roca manteniendo siempre un tamaño inferior a los 2 mm y encontrándose pobremente empaquetados con una fábrica tipo *mud-supported* (figura 5.22).

Con base en sus propiedades, estas rocas han sido clasificadas con textura *mudstone-wackestone* (micrita-biomicrita) con bioclastos.

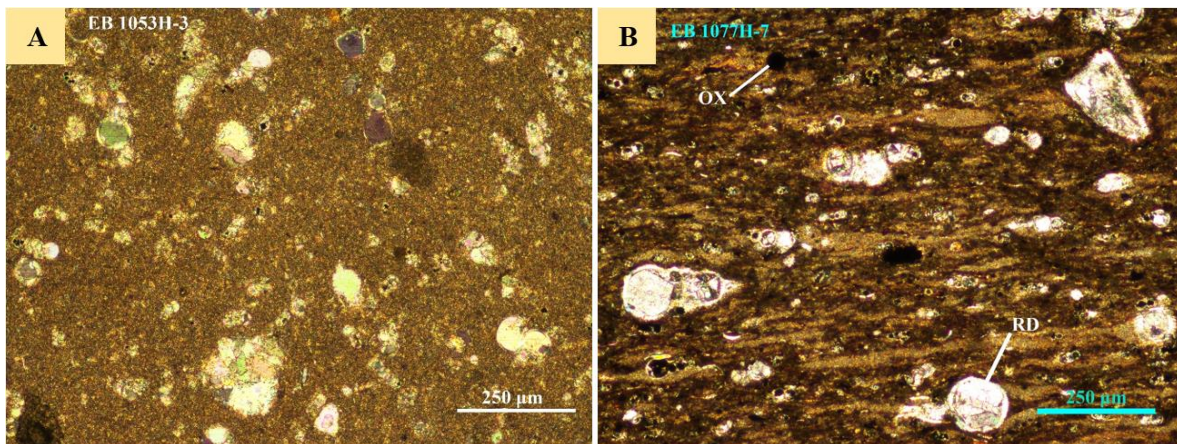


Figura 5.22. Fotomicrografías de la matriz micrítica en láminas delgadas de Ébano. A) Escasa presencia de contenido fósil en masa básica superior al 85% de la muestra. B) Foraminíferos planctónicos sostenidos en una fábrica soportada por lodo y recubiertos de esparita. RD: *Radiolarios*, OX: Óxidos diseminados.

La porosidad primaria observada es despreciable, siendo la porosidad secundaria, producto de la disolución de granos carbonatados, aquella que controla el sistema de espacios

porosos en la roca. A pesar de ser muestras extraídas de yacimientos fracturados no se observaron fracturas, por lo cual la porosidad se revisará a detalle posteriormente mediante técnicas de escala nanométrica con mayor resolución.

La mayoría del contenido de bioclastos se encontró recubierto por cemento esparítico, sin embargo, existe una escasa diseminación de óxidos que, esporádicamente al igual que la micrita, han atacado la estructura esquelética de los restos orgánicos (figura 5.23). Por otro lado, aumentó la manifestación de dendritas, manteniéndose como constante en al menos la mitad de las secciones (figura 5.24).

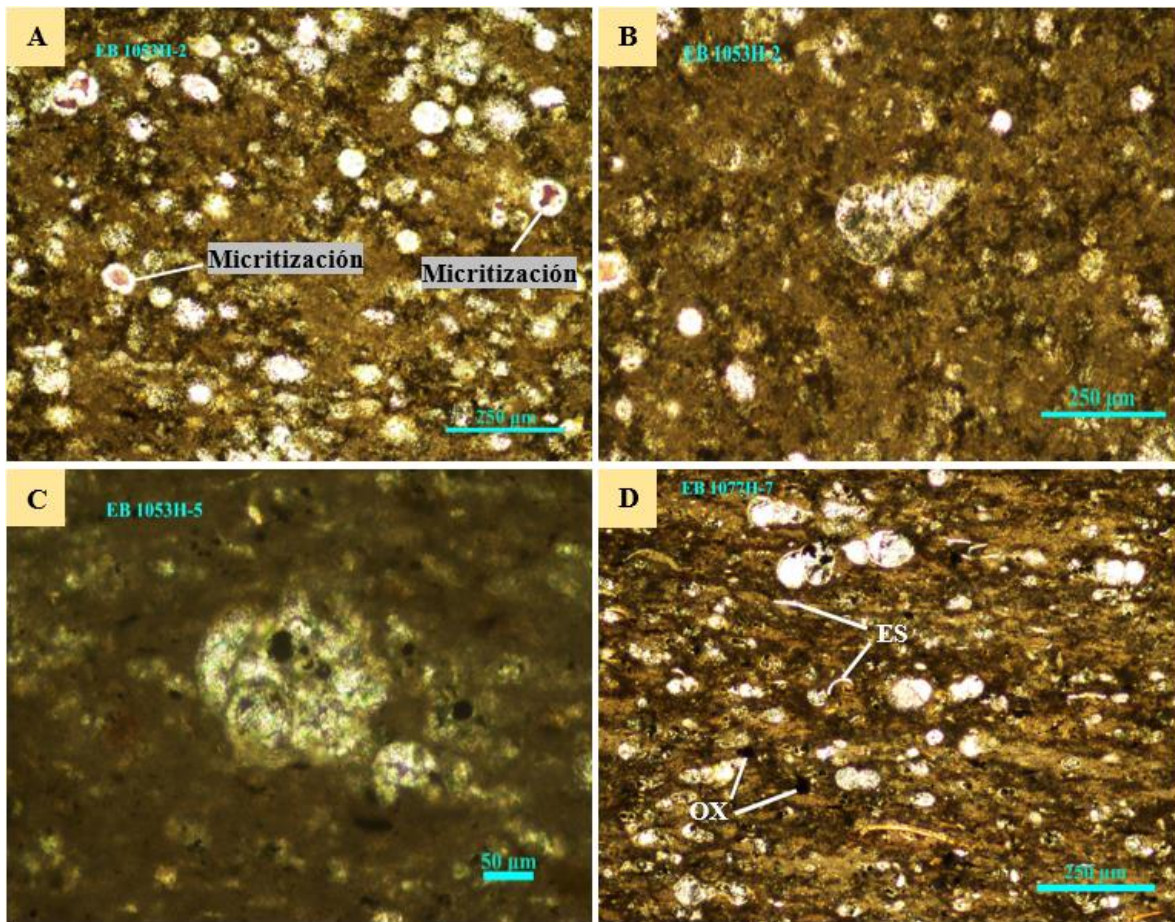


Figura 5.23. Bioclastos con alteración en su estructura esquelética. A) *Calcisferas* reemplazadas parcialmente por sedimento micrítico (micritización). B) Foraminífero planctónico biseriado con corte sagital axial, el cual presenta una estructura mayormente preservada con ligero daño. C) *Globotruncana* susceptible al proceso de oxidación, en donde el hierro reemplaza el núcleo del fragmento fósil. D) *Wackestone* soportado en lodo, con diversidad de biógenos. OX: Óxidos diseminados, ES: *Espículas*.

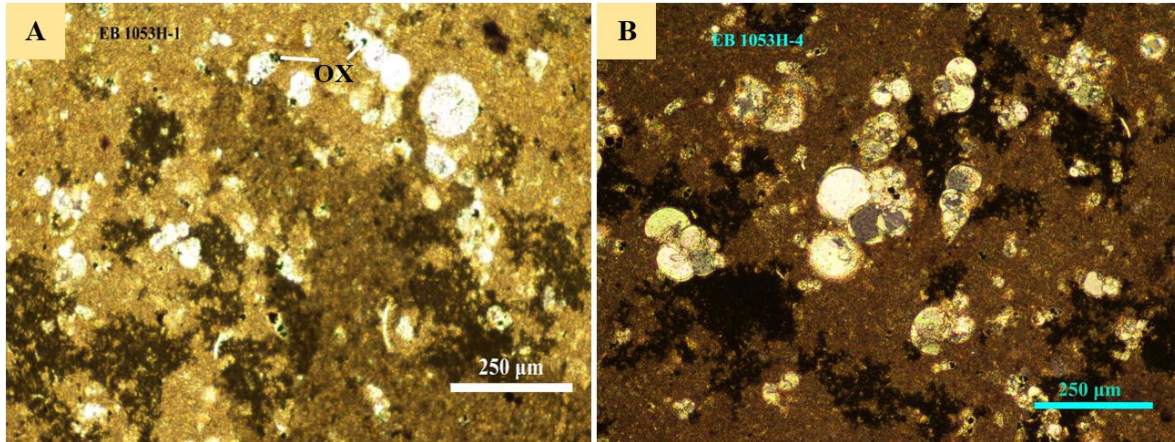


Figura 5.24. Contenido de bioclastos rodeados por dendritas en secciones delgadas de Ébano. A y B) Matriz micrítica con abundante presencia de minerales dendríticos (ramificaciones oscuras).

Los resultados petrográficos obtenidos se presentan de manera muy breve en la tabla 5.1. Consultar Apéndice B para visualizar secciones delgadas complementarias al análisis.

Tabla 5.1. Resumen de los resultados obtenidos por localidad en el Análisis Petrográfico.

LOCALIDAD	CLASIFICACIÓN DUNHAM	CONTENIDO FÓSIL	POROSIDAD	FRACTURAMIENTO	CARACTERÍSTICAS
Caseta Pitahaya	<i>Wackestone</i>	Foraminíferos planctónicos: <i>globotruncanas</i> , <i>hedbergellas</i> , <i>calciesferas</i> y <i>radiolarios</i>	Secundaria: fracturas, estilolitas	Abundante. Principalmente 2 sets	Fracturas de cizalla. Grandes partículas de óxidos diseminados. Fósiles susceptibles a la oxidación y micritización. Registro de estilolitas
La Fortuna	<i>Wackestone</i>	Foraminíferos planctónicos: <i>radiolarios</i>	Secundaria: fracturas, estilolitas, porosidad vugular	Abundante. Enrejado distribuido en 3 sets	Fracturas con porosidad vugular y remanentes de kerógeno. Existencia de estilolitas
Poxtla, Xilitla	<i>Wackestone</i>	Foraminíferos planctónicos: <i>radiolarios</i> , <i>calciesferas</i> y <i>espículas</i>	Secundaria: fracturas, porosidad vugular, estilolitas	Abundante. Enrejado en 2 sets. Textura <i>crack-seal</i>	Fracturas parcialmente abiertas: porosidad vugular. Textura <i>crack-seal</i> . Abundantes estilolitas. Fósiles parcialmente reemplazados por óxido y micrita
Tambaca	<i>Wackestone</i>	Foraminíferos planctónicos: <i>globotruncanas</i>	Secundaria: fracturas	Abundante. Principalmente 2 sets	Notable dominio de <i>globotruncanas</i> . Fracturas de cizalla. Remanente de kerógeno en zonas puntuales de la matriz
Altamira	<i>Mudstone/Wackestone</i>	Foraminíferos planctónicos diversos	Secundaria: fracturas	Moderado. Ocasionalmente 2 sets de fracturas	Aumento en remanentes de kerógeno. Aparición de dendritas. Abundancia de óxidos diseminados reemplazando parcialmente al cemento espartítico. Algunos fósiles rellenos de sedimento micrítico
Ébano	<i>Mudstone/Wackestone</i>	Foraminíferos planctónicos diversos	Secundaria: disolución	Escaso	Esqueletos fósiles alterados por micritización y escasa oxidación. Abundante presencia de dendritas membranosas. Pocos espacios porosos

5.3 ANÁLISIS DE CATODOLUMINISCENCIA

Con la implementación de la catodoluminiscencia (CL) fue posible analizar sutiles diferencias químicas en el cemento y en la composición de la roca, demostrando ampliamente el contenido que se encuentra sellando a las fracturas de escala micrométrica, detalles de su microestructura y la existencia de diferentes generaciones de un mismo mineral, basándose en las propiedades de luminosidad de su tono y brillo emitidos. Estas pequeñas pero importantes variaciones en la catodoluminiscencia han contribuido a resaltar heterogeneidades en los cristales, tales como su textura y tamaño, sobrecrecimientos y reemplazamientos.

Para este estudio, se han utilizado muestras pulidas y teñidas pertenecientes a las seis localidades de interés, enfocándose en aquellas estructuras (zona de microfracturas) con características más interesantes para el desarrollo de esta técnica.

5.3.1 Tipos, texturas y luminiscencia de la calcita

Con ayuda de un estudio textural mediante el microscopio petrográfico luminiscente se logró distinguir 3 tipos diferentes de calcita, basándose en los patrones de luminiscencia emitidos por los cristales observados en las muestras:

- 1) Calcita micrítica menor a 4 μm con luminiscencia amarilla brillante constituyendo la mayor parte de la matriz, relleno de espacios intersticiales y vesiculares (C1) (figura 5.25A-B). Algunas veces se encuentra reemplazando parcialmente a las estructuras fósiles.
- 2) Una primera generación de cemento calcítico esparítico (ortoesparita) con luminiscencia naranja brillante sellando a las fracturas (C2). El tamaño de sus cristales oscila desde grano fino que va de 30 a 50 μm con estructura polimórfica hasta cristales desarrollados de 200 a 250 μm . De acuerdo con su forma, los cristales finos presentan una textura xenotópica en donde el cristal no posee una cara definida (cristales anhedrales) y sus extremos son más redondeados, mientras que los cristales grandes tienen una textura hipidiotópica en donde las caras de dichos cristales están imperfectamente desarrollados (cristales subhedrales) (figura 5.25C-D). Este cemento se presenta usualmente relleno de poros matriciales y bordeando la mayor parte de las fracturas existentes, en ocasiones forma mosaicos drúsicos de cristales equigranulares.

3) Una segunda generación de cemento calcítico esparítico (cemento tardío) caracterizado por su tono rojo oscuro mate poco luminiscente (C3). Este cemento precipita en espacios abiertos rellenando fracturas y poros restantes y es más opaco pero generalmente más limpio que la generación anterior. Los cristales suelen ser del mismo tamaño y condición que la primera generación, sin embargo, presentan una estructura con terminaciones más angulosas y romboédricas (brechoide) (figura 5.25C-D). Con frecuencia, los cristales de grano más fino se encuentran reemplazando la mayor parte del contenido fosilífero y rellenando las vetillas de apertura micrométrica (figura 5.25E-F).

De acuerdo con lo observado en los patrones de luminiscencia de los tres diferentes tipos de calcita, es evidente que la intensidad disminuye hacia las diferentes generaciones de cementos, obteniendo la mayor respuesta en la calcita micrítica (amarillo brillante). Lo anterior puede explicarse debido a que la micrita es el principal producto de la precipitación directa de carbonatos, mientras que los cementos son producto de la recristalización de los minerales, la cual aparentemente expulsa las impurezas de la roca (Fe^{+2} , Mn^{+2} , materia orgánica) ocasionando que su comportamiento luminiscente sea bajo (Lamadrid, 2009).

5.3.2 Porosidad: sistemas y procesos

El análisis mediante catodoluminiscencia contribuyó a identificar con mayor facilidad los sistemas porosos que rigen a las rocas carbonatadas en estudio, observándose principalmente tres tipos de porosidad formada por diferentes procesos:

- 1) *Porosidad intergranular*: constituida por la construcción y posterior colapso de granos y cristales formadores de la roca de origen, los cuales crean espacios vacíos en ella (porosidad primaria) (figura 5.26).
- 2) *Porosidad de fracturas*: originada por procesos kársticos y/o de deformación (porosidad secundaria). Estas fracturas están cementadas por la primera y segunda generación de cemento esparítico (figura 5.25D).
- 3) *Porosidad vugular*: también definida como vacuolar, constituye un tipo de porosidad secundaria formada por huecos de disolución y/o corrosión en la roca. Esta porosidad es adicional en las rocas carbonatadas y es a lo que actualmente se le conoce como triple porosidad (figura 5.25C).

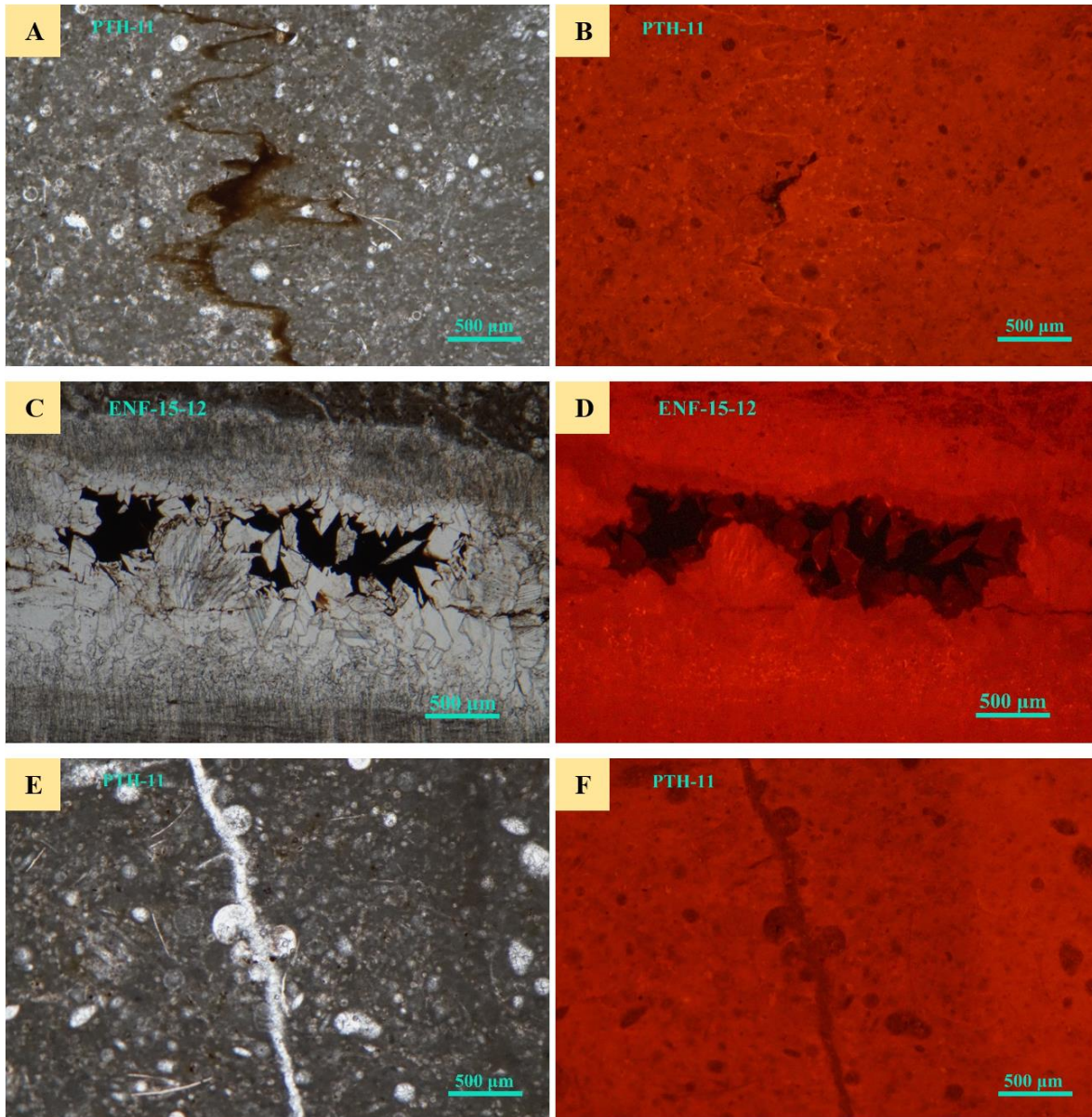


Figura 5.25. Fotomicrografías que muestran los patrones de luminiscencia emitidos por los diferentes tipos de calcita. A la izquierda se presentan las láminas en luz natural transmitida y a la derecha en catodoluminiscencia. A) Matriz micrítica inferior a 4 µm conteniendo a una estilolita que actúa como barrera impermeable. B) La luminiscencia transmitida por la matriz micrítica es uniforme, consistiendo en una coloración amarilla brillante en donde se aprecia una zona no luminiscente que corresponde a la porosidad propia de la estilolita. C) Prismas afilados de cemento esparítico que sellan parcialmente al fracturamiento creando porosidad vugular. D) La luminiscencia disminuye de la roca hacia los cementos, distinguiéndose 2 tonalidades en los cristales de calcita que rellenan la fractura. La primera generación de cemento C2 emite un color naranja brillante y el cemento tardío C3 presenta un tono rojo oscuro mate poco luminiscente, en donde es notable su textura cristalina. E) Vetilla sellada por cemento esparítico de grano fino (30-50 µm), el cual altera la estructura interna de los bioclastos reemplazándolos parcialmente. F) Es común encontrar ortoesparita de grano fino emitiendo una luminiscencia homogénea dentro de microfracturas y al interior de granos esqueléticos.

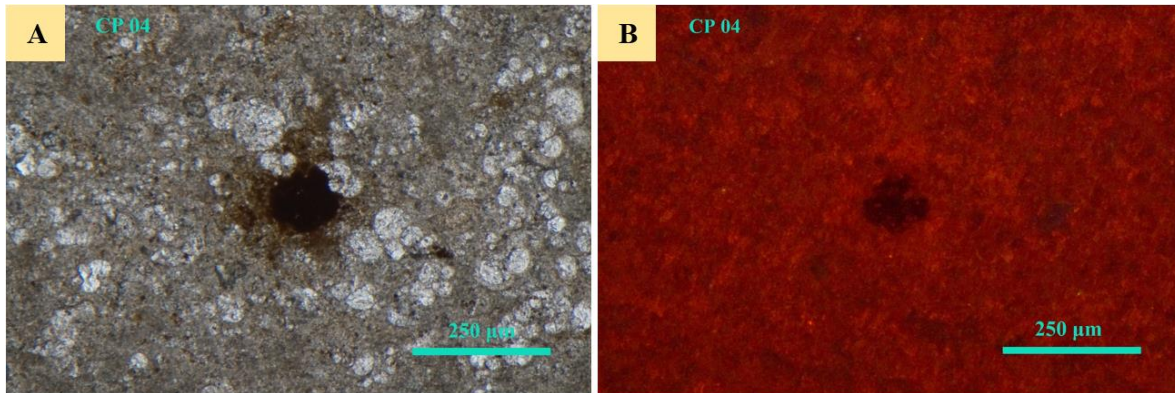


Figura 5.26. Lámina mostrando la porosidad primaria, a la izquierda en luz transmitida y a la derecha en CL. A) Escasa porosidad matricial contenida principalmente entre los granos (intergranular). B) Su apreciación un tanto difusa en CL es del orden no luminiscente debido a la ausencia de materia.

Con la catodoluminiscencia también se apreció que la porosidad primaria resultó ser mayor de lo que se pensaba en el análisis petrográfico, aunque aun así es prácticamente nula debido a que las calizas son rocas que no tienen porosidad matricial. La porosidad de fracturas es el sistema que gobierna a las rocas analizadas, ya que es mediante las fracturas que existe conexión entre los espacios vacíos (permeabilidad), permitiendo la circulación de fluidos a través de ellas. No obstante, existe una considerable porosidad vulgar, sin embargo, no es constante en todas las secciones.

La porosidad producida por las estilolitas es más evidente ya que la ausencia de luminosidad delimita perfectamente la zona, lo cual indica que existe un período de compactación/disolución que las originan, siendo la compactación el proceso que contribuye a minimizar la porosidad primaria en la roca (figura 5.27).

Por otro lado, se observó que las muestras no presentan ningún grado de dolomitización, esto es porque al ser rocas con escasa porosidad y permeabilidad primaria se limita su capacidad de desplazamiento de fluidos diagenéticos con altas relaciones de Mg/Ca, lo que las convierte en rocas relativamente inalterables a dichos procesos dolomitizantes. Lo anterior se comprueba al revisar que los núcleos de los cristales no muestran deterioro ni corrosión, por el contrario, preservan sus estructuras, fábrica y texturas originales, permitiendo distinguir cambios litológicos y de facies. Esto reafirma que el ambiente de depósito de las rocas estudiadas es de plataforma externa a cuenca de aguas profundas como se establece en la literatura, en donde la cementación de la calcita es el principal evento diagenético presente,

siendo la dolomitización un proceso que ocurre mayormente en aguas de ambientes someros con alta energía y movilidad.

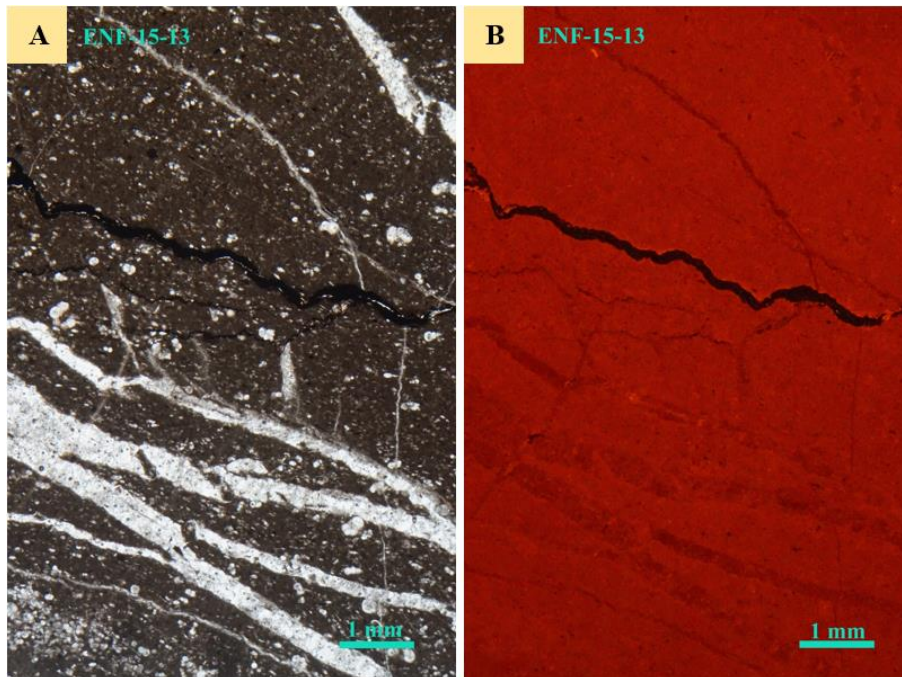


Figura 5.27. Imágenes de fracturas de extensión y estilolitas producidas por eventos de disolución y compresión de la roca. A) En luz transmitida se observa el dominio de un *set* de fracturamiento, orientado paralelamente a la dirección de la estilolita y a la estratificación de los sedimentos. B) En CL se muestra la ausencia de luminosidad a lo largo de la estructura estilolítica.

5.3.3 Imágenes de microestructura

Es común que el cemento rellene a las fracturas de manera parcial originando frecuentemente estructuras que cruzan de una pared de fractura a otra. Estos pilares se conocen como puentes minerales y, aunque pueden ser tan estrechos que en ocasiones no logran conectar al otro extremo de la fractura, también existen volúmenes considerables que tienen contacto completo sin dificultad.

Bajo tal concepto, las muestras presentaron puentes formados de los mismos componentes minerales que se encuentran sellando a la fractura, reconociéndose por la misma intensidad y color de luminiscencia emitida e indicando con ello que se trata de un cemento sincinemático, siendo contemporáneo a la cementación del fracturamiento parcialmente abierto. Sin embargo, en algunas láminas se identificó más de una fase de cementación, la

cual usualmente se presenta recrystalizando a los cristales de la primera generación simulando un sobrecrecimiento. Este cemento tardío (postcinemático) se reconoció por un cambio en la luminosidad, consistiendo en un rojo oscuro mate poco luminiscente, con una morfología del cristal que proporciona evidencia de su crecimiento (figura 5.28).

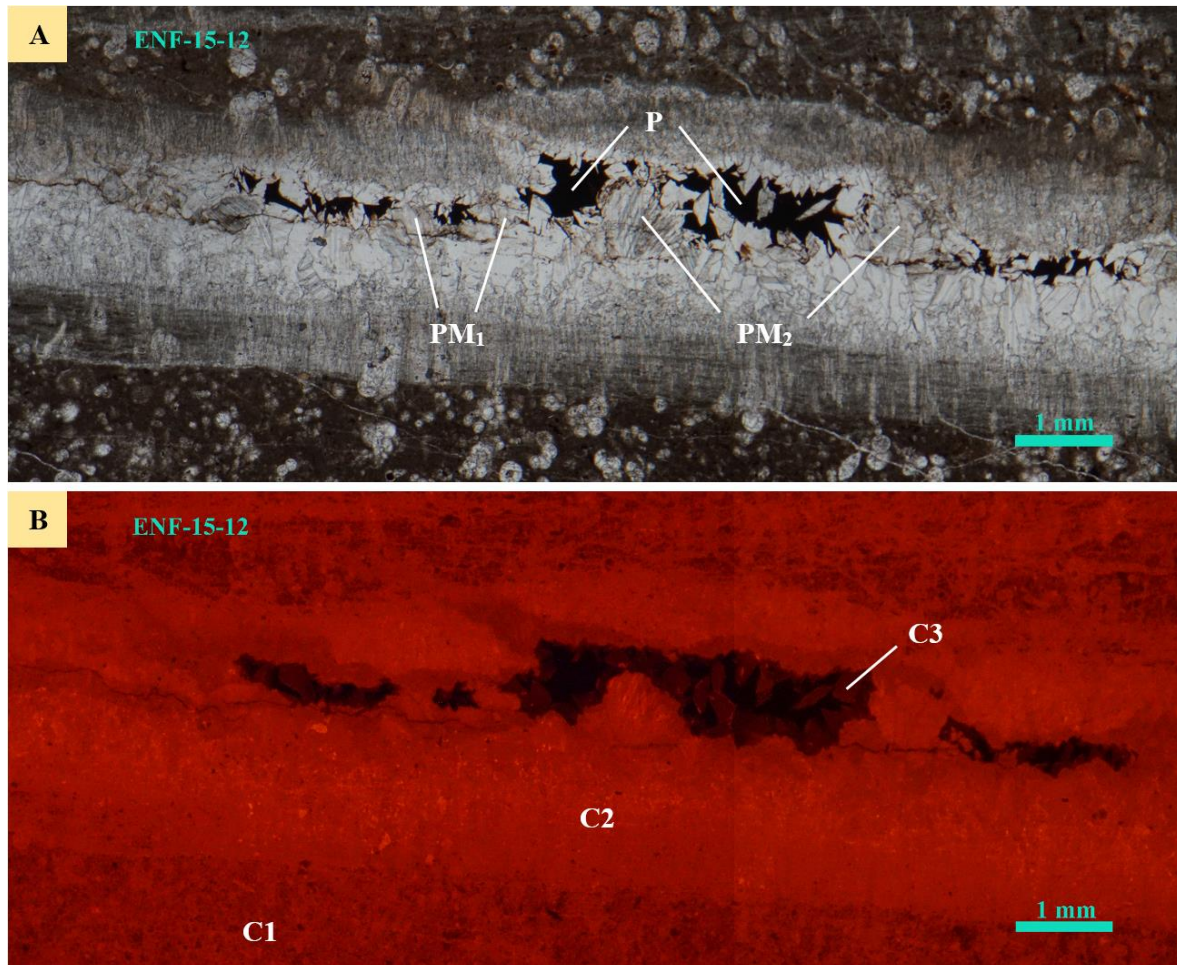


Figura 5.28. Puentes minerales y tipos de cemento. A) Mediante luz transmitida se observan estrechos puentes minerales intactos (PM₁) y con superficie ancha (PM₂) en una fractura parcialmente abierta, conteniendo porosidad residual (P). B) Se muestra por CL la luminosidad de los tres tipos de calcita, en donde C1 es la calcita micrítica, C2 es la primera generación de cemento esparítico sincinemático y C3 corresponde a la segunda generación de cemento esparítico postcinemático. Es evidente el cambio textural cristalino entre C1, C2 y C3.

En algunos casos se observó que la primera generación de cemento esparítico (C2) no logró desarrollarse lo suficiente para completar el recorrido hacia la pared de fractura del otro extremo, esto es debido a que en fracturas amplias la tasa de precipitación del cemento a

veces resulta insuficiente para formar puentes minerales durante el crecimiento de la fractura. A pesar de ello, lograron apreciarse puentes intactos terminados en esta primer fase de cemento esparítico, evidenciando que la apertura de la fractura ha finalizado, de lo contrario, el puente estaría quebrado. Lo anterior indica que el cemento postcinemático de la segunda generación (C3) precipitó cuando la fractura ya estaba inactiva, es decir, posterior a los puentes intactos construidos con la primera generación de calcita.

La diferenciación luminiscente entre el cemento temprano y tardío es notable tanto en vetillas delgadas como en microfracturas de mayor apertura, llegando a distinguirse en estas últimas un patrón luminiscente de bandas de crecimiento entre las diferentes fases cementantes (figura 5.29).

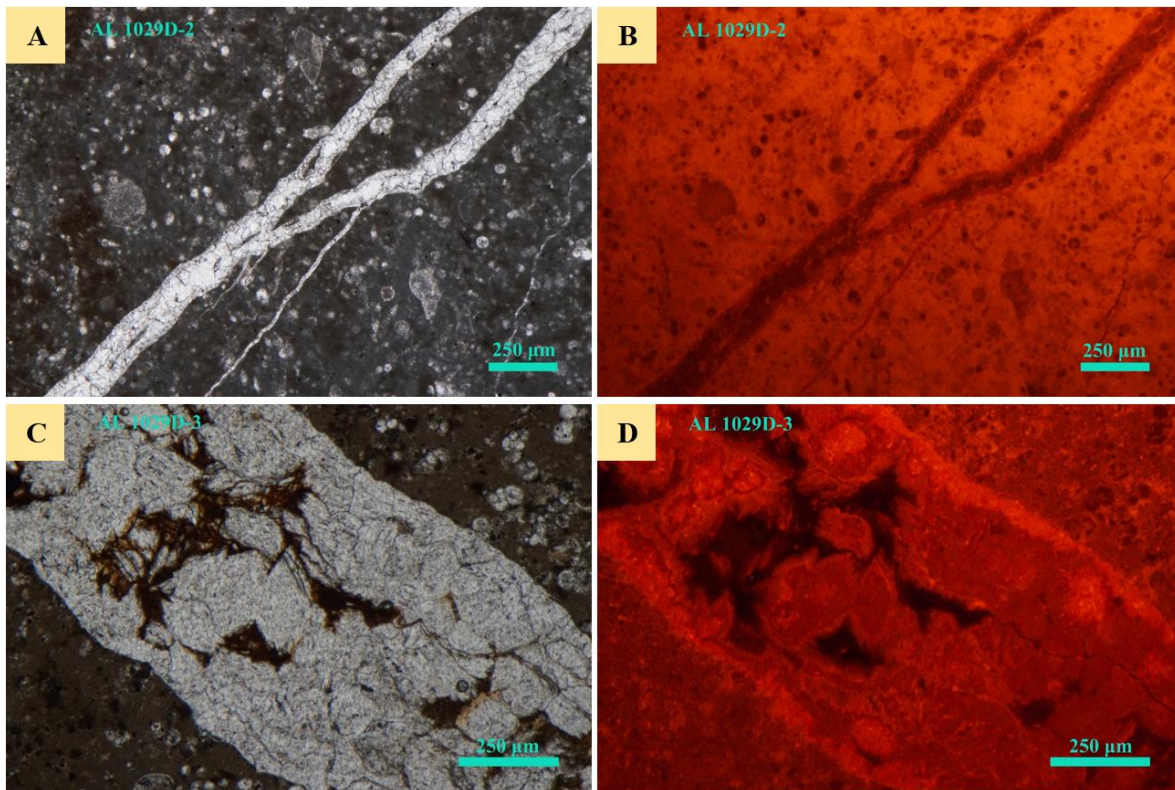


Figura 5.29. Diferentes generaciones de cemento esparítico observadas en luz transmitida (izquierda) y en CL (derecha). A) Vetilla rellena de calcita, rodeada por matriz micrítica. B) Cemento sincinemático bordeando el fracturamiento y cemento postcinemático recristalizando hacia el centro de la fractura. C) Microfractura con cristales desarrollados de calcita. Se distinguen remanentes de kerógeno entre los espacios porosos. D) Fractura revestida por cemento temprano pero sellada por cemento tardío en donde los cristales revelan sus bandas de crecimiento.

La micritización ha sido uno de los procesos diagenéticos más tangibles ocurridos a la roca, pudiéndose encontrar en numerosas muestras analizadas. Este evento ha consistido en la erosión biogénica de la estructura interna de los organismos calcícos conservando su esqueleto para que, una vez desintegradas las partes más susceptibles, se proceda con un reemplazamiento de sedimentos micríticos de la matriz (figura 5.30).

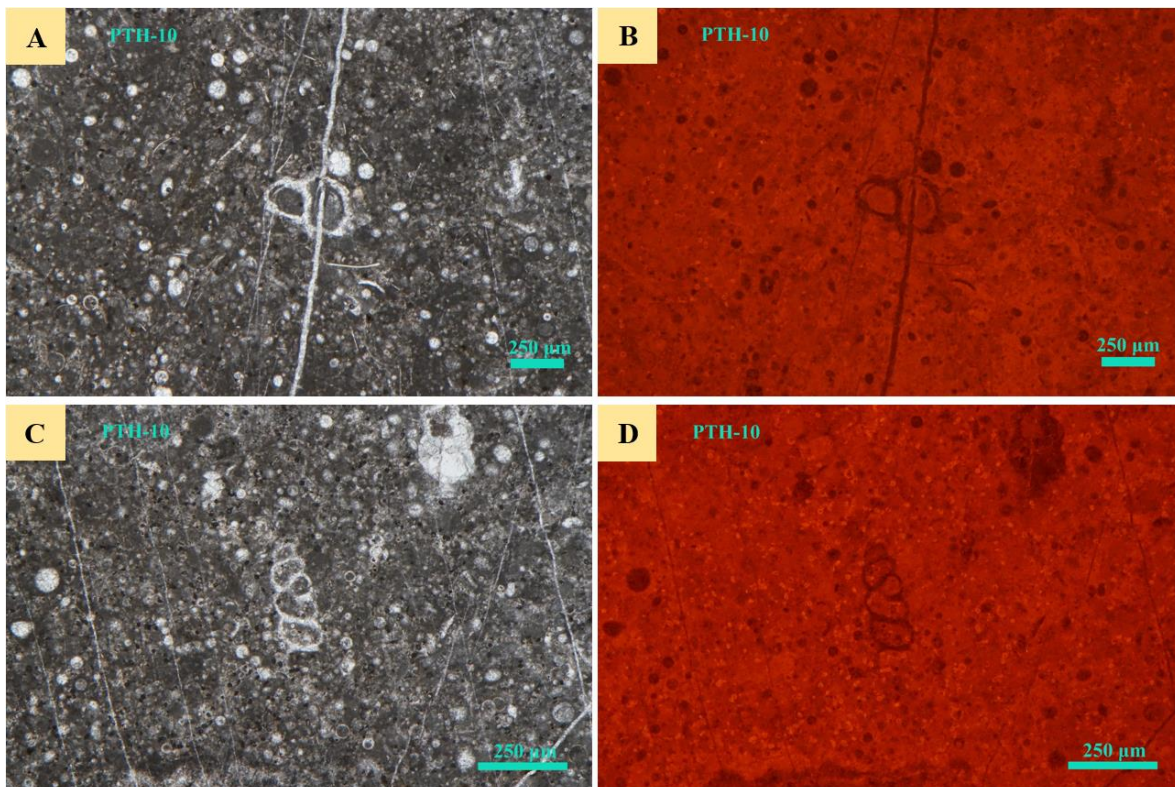


Figura 5.30. Fotomicrografías de láminas delgadas que exhiben el proceso de la micritización. A lado izquierdo son imágenes bajo luz transmitida y al derecho su respuesta en CL. A) Fragmentos fósiles globulares sin cemento calcítico esparítico interno. B) La luminosidad matricial coincide con la emitida por el relleno dentro del esqueleto. C) Foraminífero planctónico biseriado preservando solamente su estructura externa. D) Se evidencia un reemplazamiento micrítico completo al comparar la tonalidad y brillantez de la luminiscencia.

Por último, las rocas pertenecientes a muestras de pozo (Altamira y Ébano) presentaron abundancia en la aparición de dendritas membranosas que, vistas mediante CL, manifestaron una luminosidad muy brillante como era de esperarse, llegando a ser amarillas en ocasiones (figura 5.31). Su tono y brillo resultantes en CL se deben a una gran cantidad contenida del activador Mn^{+2} , ya que, como se mencionó anteriormente, se forman químicamente por precipitación del MnO_2 durante la meteorización.

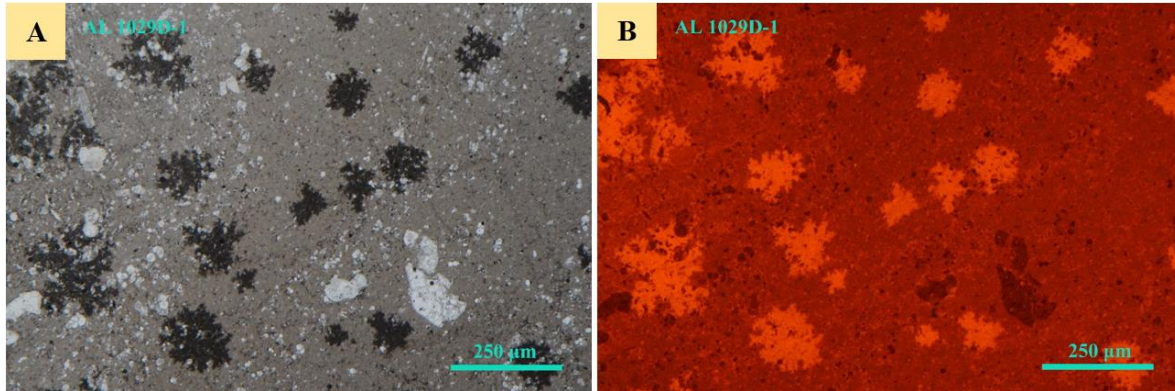


Figura 5.31. Dendritas membranosas. A) Imagen en luz transmitida en donde se observa la constante aparición de dendritas en coloración oscura. B) Las dendritas emiten una gran respuesta cuando son sometidas a CL, con luminiscencia del orden amarillo brillante uniforme debido a su alto contenido de manganeso (Mn^{+2}).

En la tabla 5.2 se presenta una síntesis de los resultados obtenidos con la implementación de la catodoluminiscencia considerando los aspectos más importantes.

Tabla 5.2. Resultados obtenidos de los tipos de calcita y sus propiedades en catodoluminiscencia.

TIPOS DE CALCITA	TEXTURA CRISTALINA	TAMAÑO DE CRISTAL	CL	SISTEMA POROSO INVOLUCRADO	CARACTERÍSTICAS
C1: Calcita Micrítica	Micrítica	< 4 µm	Amarillo brillante	Rellena espacios intersticiales y vesiculares (porosidad primaria)	Es el principal producto de la precipitación directa de carbonatos. Constituye la mayor parte de la matriz. Reemplaza parcialmente estructuras fósiles (micritización)
C2: Cemento Sincinemático	Grano fino: Xenotópica (cristales anhedrales) con estructura polimórfica. Cristal grande: Hipidiotópica (cristales subhedrales)	Grano fino: 30-50 µm. Cristal grande: 200-250 µm	Naranja brillante	Rellena poros matriciales y reviste fracturas	Forma mosaicos drúscicos de cristales equigranulares
C3: Cemento Postcinemático	Grano fino: Xenotópica. Cristal grande: Hipidiotópica con terminación angulosa y romboédrica (brechoide)	Grano fino: 30-50 µm. Cristal grande: 200-250 µm	Rojo oscuro mate poco luminiscente	Precipita en espacios abiertos rellenando fracturas y poros restantes	Es más opaco pero generalmente más limpio que la generación anterior al haber expulsado las impurezas de la roca

En resumen, las láminas analizadas se describen como mosaicos compuestos de calcitas hipidiotópicas y xenotópicas, variando en su grado de cristalinidad de subhedrales a anhedrales y formando cementos esparíticos, observándose dos pulsos diagenéticos claramente diferenciados por su tonalidad y propiedades. La mayoría de estos cristales esparíticos manifestaron una buena respuesta luminiscente, mostrando secuencias del tipo amarillo-naranja brillante y rojo oscuro mate poco luminiscente.

5.4 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO

Para brindar soporte a las técnicas utilizadas previamente, fue necesario emplear un análisis mediante microscopía electrónica de barrido (SEM). Con este estudio se pretendió alcanzar una mayor resolución en la visualización de imágenes, contribuyendo a discernir patrones texturales y composicionales de la matriz y el cemento, posibles variaciones en el crecimiento de los cristales, identificar minerales accesorios presentes y observar la morfología y microestructura de la roca mediante contrastes químicos proporcionados por las muestras. Además, por medio de estas diferencias composicionales fue posible obtener un análisis cualitativo con ayuda del detector EDS.

Por lo anterior, se utilizaron láminas delgadas de los seis sitios, seleccionando aquellas regiones con las estructuras más atractivas para la implementación de esta técnica, debido a que es una herramienta muy puntual.

5.4.1 Textura y composición matricial y de cementos

Al revisar las imágenes de alta precisión obtenidas con SEM se observaron ciertas texturas de los granos que no se habían reconocido en la petrografía convencional ni en catodoluminiscencia. Con el apoyo de los electrones secundarios (SE) fue posible analizar el relieve de los cristales, simulando una tercera dimensión producto de la interacción de los electrones con la superficie de la muestra.

La finalidad de esta descripción fue reconocer la microtextura y los minerales presentes tanto en la matriz como en el cemento precipitado, enfocando el análisis en aquellas zonas en donde se distinguen ambas masas para determinar sus variaciones.

En analizador de elementos EDS arrojó componentes formados por aluminio y silicio, los cuales no se habían percibido anteriormente (figura 5.32). Sin embargo, debido a que el espectro de rayos X obtenido por SEM-EDS expresó el resultado en la composición de una imagen, fue necesario implementar un mapeo químico que reflejara la distribución espacial de los elementos presentes y observar los cambios composicionales de la roca mediante la asignación de diferentes colores que representaron a cada uno de dichos elementos involucrados (figura 5.33).

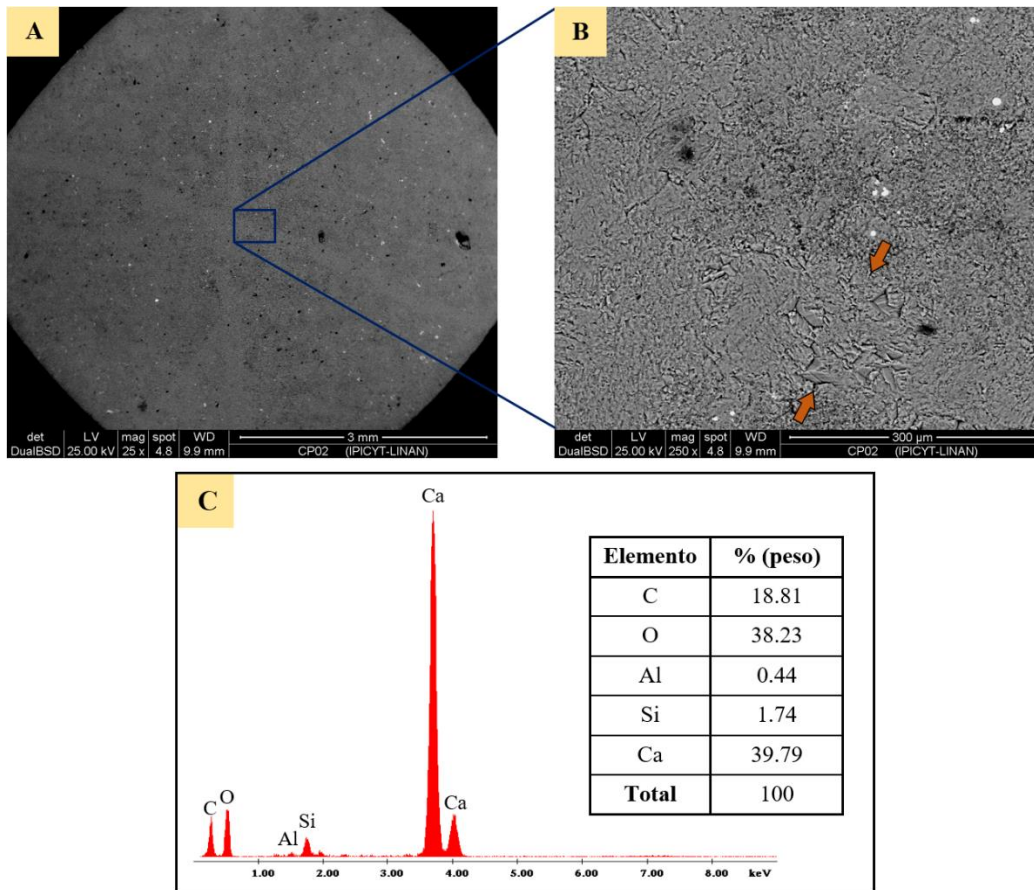


Figura 5.32. Fotomicrografías de una lámina delgada de Caseta Pitahaya analizada mediante SEM-EDS. A) Imagen general procesada con electrones retrodispersados (BSE) en donde se distingue la intersección de dos microfrazas, tomándose como punto de análisis la zona cercana a ellas para observar contrastes en el contenido químico. B) Acercamiento al punto de interés apreciándose una ligera diferencia textural entre la matriz y el cemento de las fraduras. Las flechas en color naranja indican las paredes de la fractura. C) Espectro de rayos X característico obtenido por el analizador de los elementos presentes EDS y su proporción (semicuantitativo).

Después de analizar todas las secciones disponibles en SEM-EDS, se observó de manera constante un notorio contraste químico entre los granos constituyentes de la matriz y los cristales precipitados en las fraduras. Con ayuda del mapeo se identificó que el contenido de aluminio y silicio proviene, en su mayoría, de la matriz. Lo anterior se explica debido a que las rocas de estudio proceden de la Formación Agua Nueva, la cual consiste en calizas arcillosas. La arcilla a su vez, está compuesta de minerales con silicatos de aluminio (como el feldespato), encontrándose distribuidos y finamente mezclados con la calcita microcristalina (micrita) de la matriz, razón por la cual se había ignorado su presencia. Por otro lado, el

carbonato de calcio se encontró dispersado uniformemente y en abundancia en todas las muestras, siendo el principal componente formador de este tipo de rocas (figuras 5.34 y 5.35).

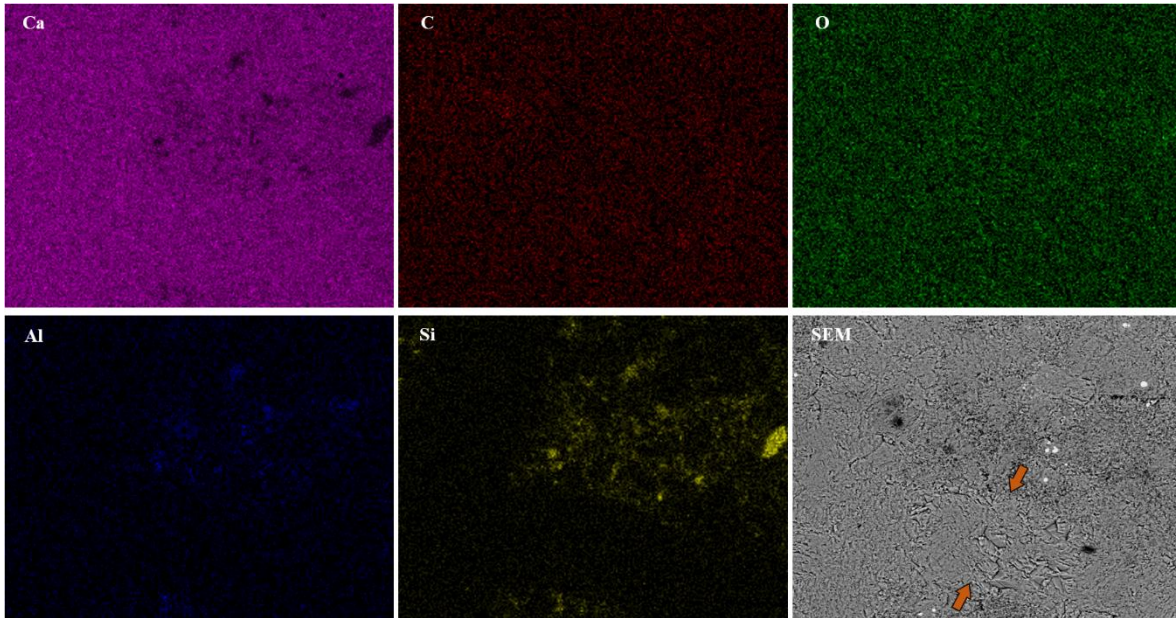


Figura 5.33. Mapeo químico que revela la distribución espacial de algunos componentes en la muestra evidenciando cambios composicionales. Se observa el despliegue de seis imágenes en donde los colores nos permiten ubicar cada uno de los elementos, proporcionando un estimado visual de su abundancia. El calcio (Ca) y el oxígeno (O) predominan y están homogéneamente distribuidos. El silicio (Si) y aluminio (Al) se concentran en las zonas pertenecientes a la matriz, resaltando espacios oscuros por su ausencia en las microfracturas.

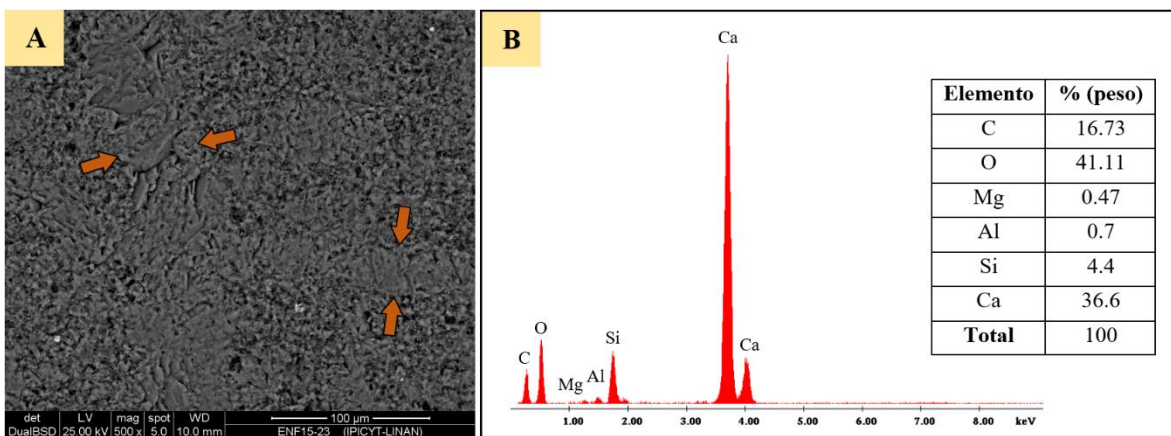


Figura 5.34. Fotomicrografía de una lámina delgada de Tambaca analizada mediante SEM-EDS. A) Imagen generada con electrones retrodispersados. Se enfoca en el punto de cruce de dos microfracturas cuyas paredes se indican con flechas en color naranja. B) Espectro típico arrojado por el analizador EDS con los elementos principales encontrados.

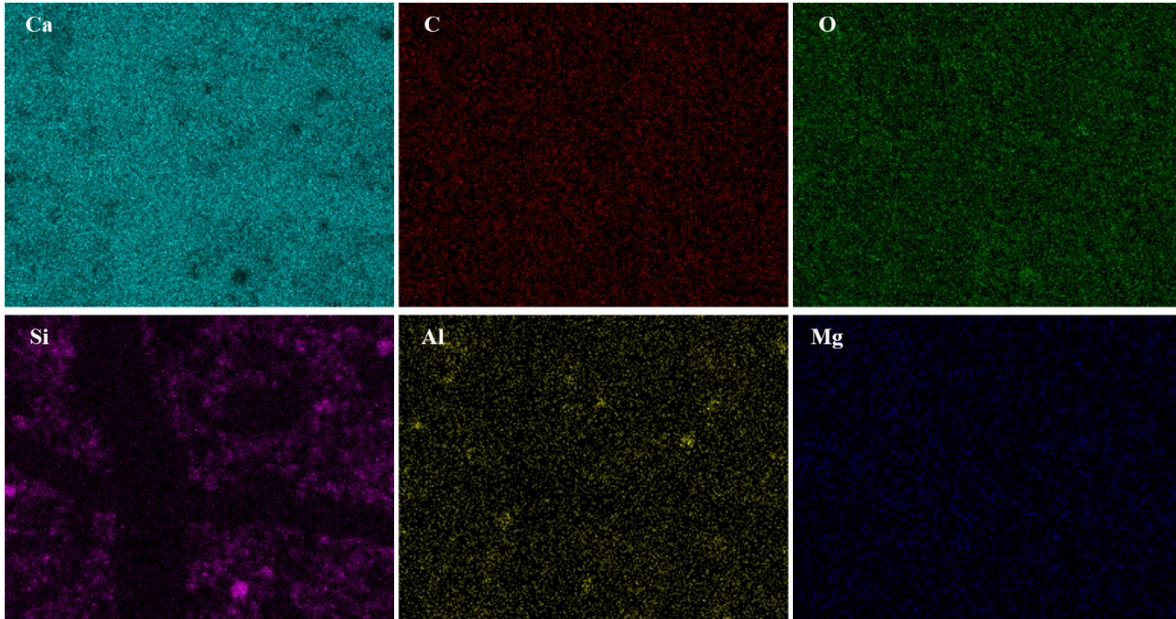


Figura 5.35. Mapeo químico realizado a la muestra de la figura 5.34A. Aunque el calcio (Ca) se distribuye de manera similar por toda la muestra, se observa una concentración ligeramente mayor en las zonas correspondientes a las microfracturas, esto es debido a la composición calcárea de los cristales que conforman el cemento precipitado. El silicio (Si) se encuentra en la masa matricial, permitiendo diferenciar claramente el recorrido continuo del fracturamiento.

El tamaño y forma de los granos matriciales fue un aspecto difícil de determinar debido a su naturaleza micrítica, estando por debajo de los 4 μm , por lo que la calcita microcristalina se identificó con una textura desordenada y compleja.

Para el cemento se utilizó una magnificación que permitió visualizar a detalle las propiedades morfológicas, resultando en una textura que va de hipidiotópica a xenotópica con cristales equigranulares. Algunas fracturas registraron una variación en la tonalidad del cemento que las rellena, entre gris claro y gris oscuro. Se analizó de manera independiente la composición de cada una de las zonas y, aunque el espectro de EDS fue muy similar, se determinó una evidente alteración en el contenido de magnesio (figura 5.36). Con esto se reafirman las observaciones en CL ya que representa un cambio en la generación del cemento, interpretándose como cemento postcinemático al observado en tonalidad gris clara, mientras que el cemento sincinemático contemporáneo a la fractura está compuesto por calcita magnesiana (~12%) y se observa con tonalidad gris oscura manteniendo un mayor contenido de impurezas, las cuales se van expulsando gradualmente conforme recristaliza la calcita obteniéndose un cemento postcinemático más limpio que su generación anterior.

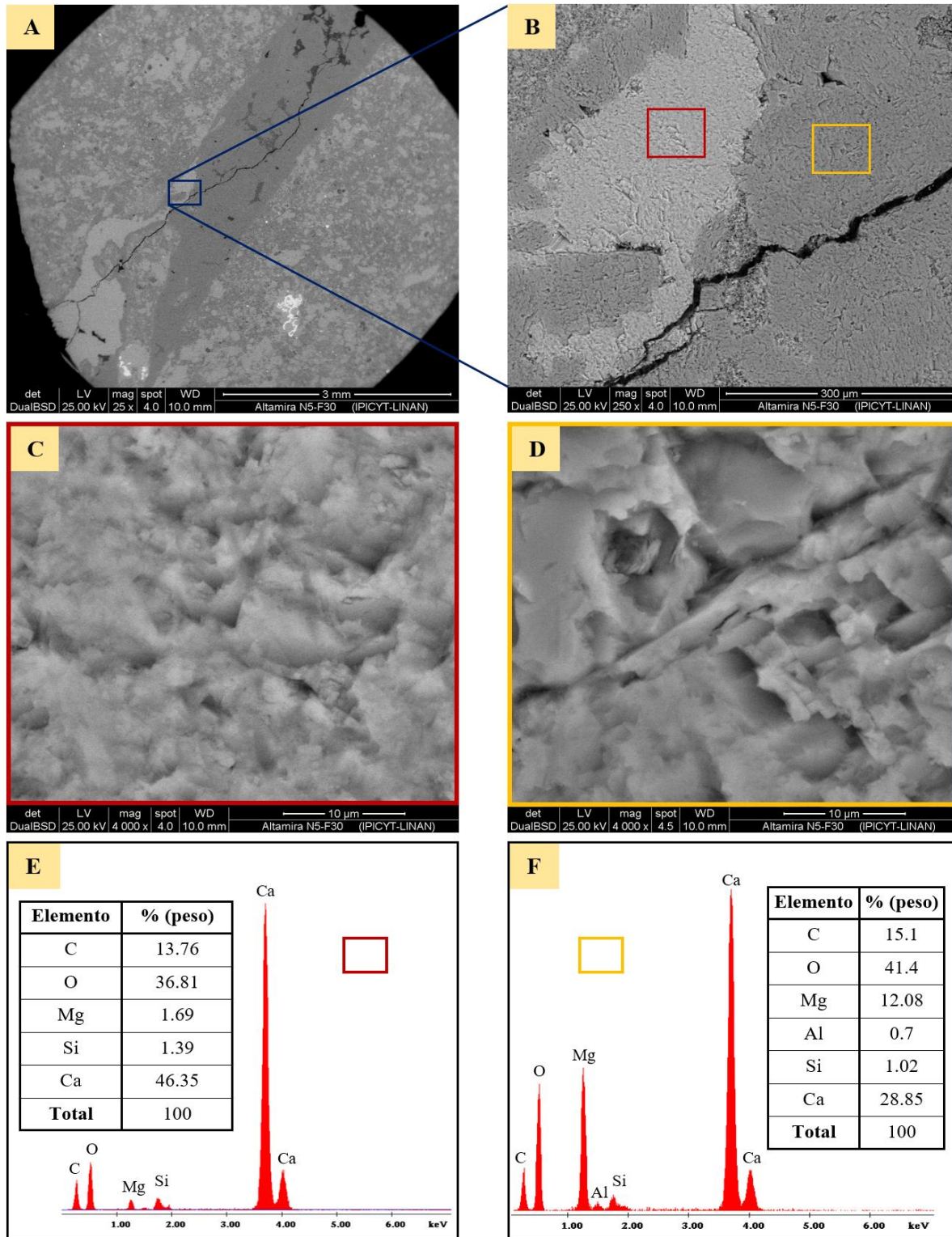


Figura 5.36. Lámina de Altamira analizada mediante SEM-EDS. A y B) Se distinguen cambios composicionales en el cemento que rellena el fracturamiento. C y D) Imágenes magnificadas de los puntos de interés. E) Espectro EDS de los elementos contenidos en el cemento tardío (aumento de Ca^{+2} y disminución de Mg^{+2}). F) Espectro EDS del cemento sincinemático (escasa presencia de aluminio).

5.4.2 Porosidad y microestructura

El siguiente aspecto revisado a través del SEM consistió en los sistemas porosos de la roca apoyándose de análisis composicionales que permitieron determinar los elementos conjugados presentes (figuras 5.37 y 5.38), teniendo como principales propósitos:

- Estimar el tamaño de los poros.
- Observar colapsos geopetales de sedimentos en zonas de porosidad (figura 5.39).
- Confirmar el contenido de las fracturas y porosidad (figura 5.40).

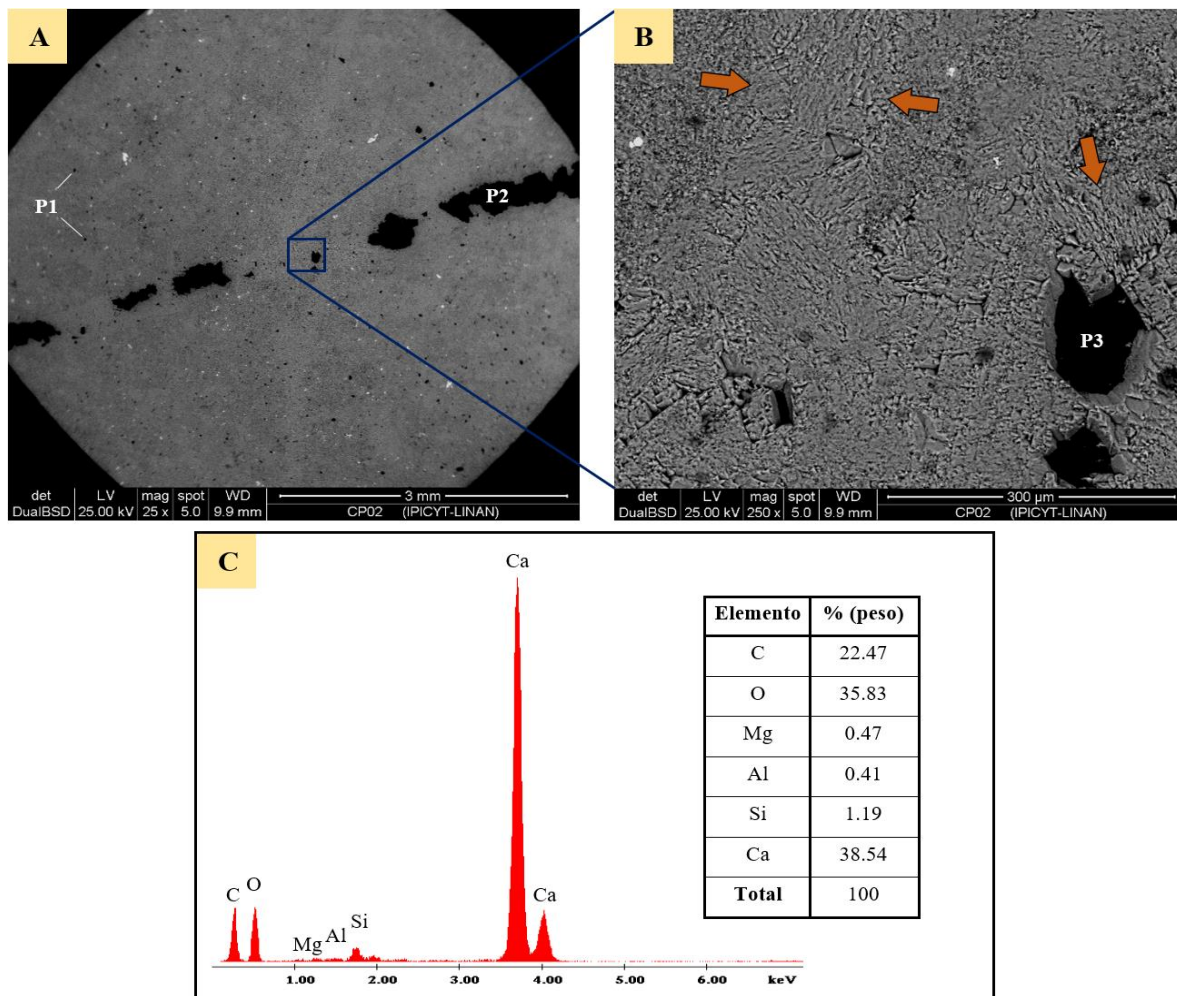


Figura 5.37. Fotomicrografías de Caseta Pitahaya analizadas por SEM-EDS que muestran los sistemas porosos de la roca. A) Se observan poros intergranulares de forma variada (puntos negros pequeños) representados como “P1”, mientras que la porosidad de fracturas “P2” contiene microestructuras identificadas previamente como puentes minerales. B) Las flechas naranjas indican las paredes de fracturas. “P3” simboliza a la porosidad vugular delimitada por cristales esparíticos bien definidos. C) Espectro EDS de los elementos presentes en la imagen B.

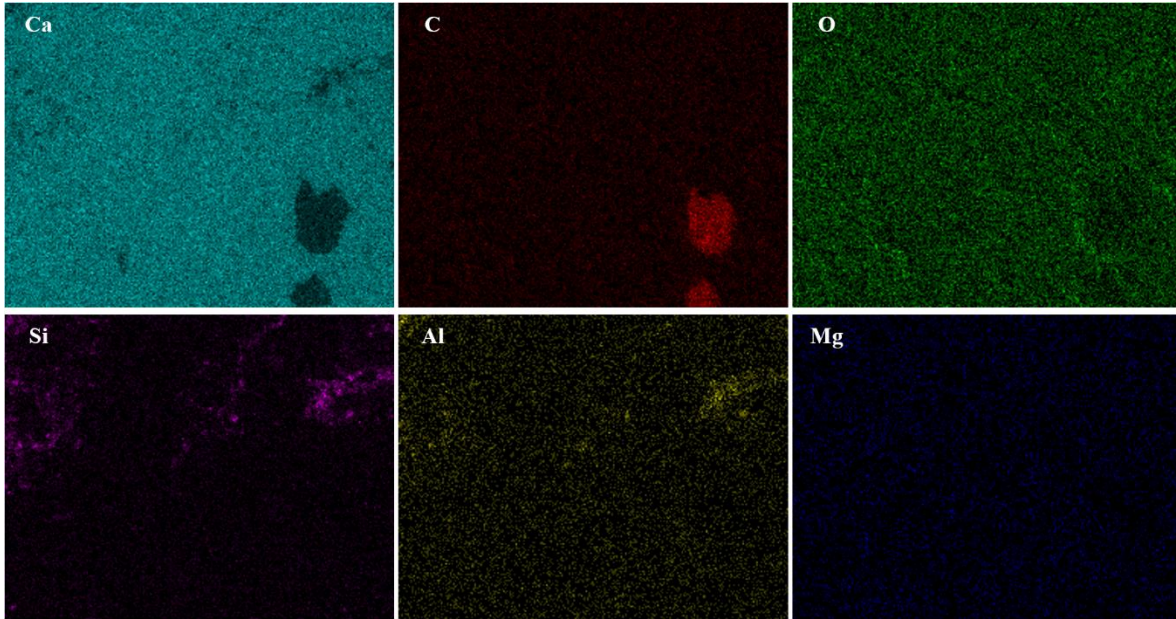


Figura 5.38. Mapeo químico realizado a la muestra de la figura 5.37B para visualizar la distribución espacial de los componentes. El carbono (C) resalta la zona de la porosidad vugular “P3” debido a que se encuentra inherente en los componentes del pegamento de la muestra. El silicio (Si) y parte del aluminio (Al) destacan las áreas micríticas.

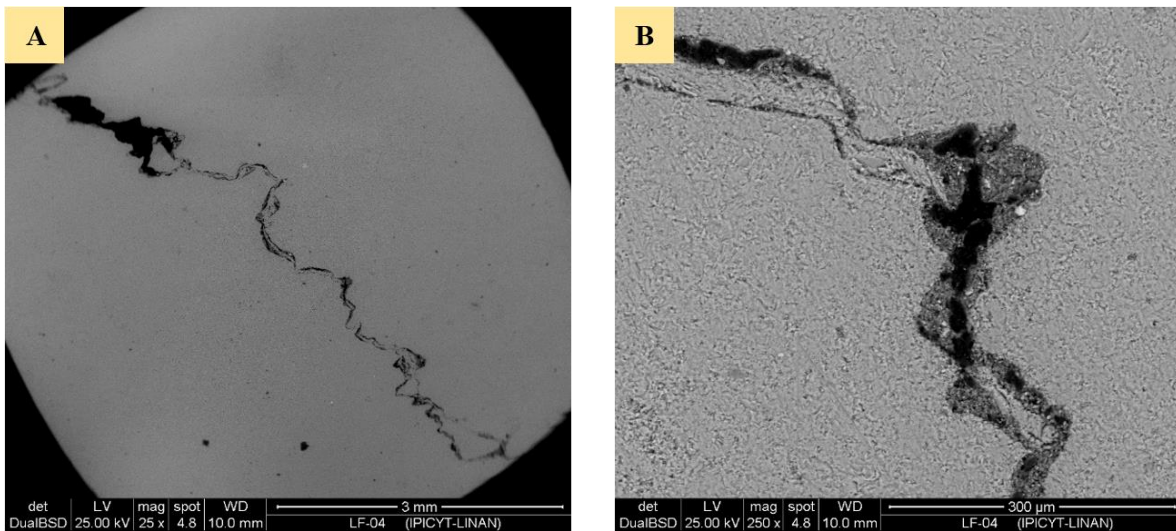


Figura 5.39. Imágenes SEM de estilolitas con colapsos geopetales de sedimentos. A) Se observa la sutura típica de estilolitas en donde existe porosidad parcial. B) Acercamiento que presenta a detalle la sedimentación geopetal y algunos fragmentos de cristales colapsados en la cavidad. La mayoría de las veces, los minerales clasificados como accesorios se almacenan en estas microestructuras geopetales debido al comportamiento de barrera impermeable que presentan las estilolitas. Esta estructura geopetal es frecuente encontrarla relleno de pequeños poros con sedimento en la parte inferior interna y con cemento en su parte superior.

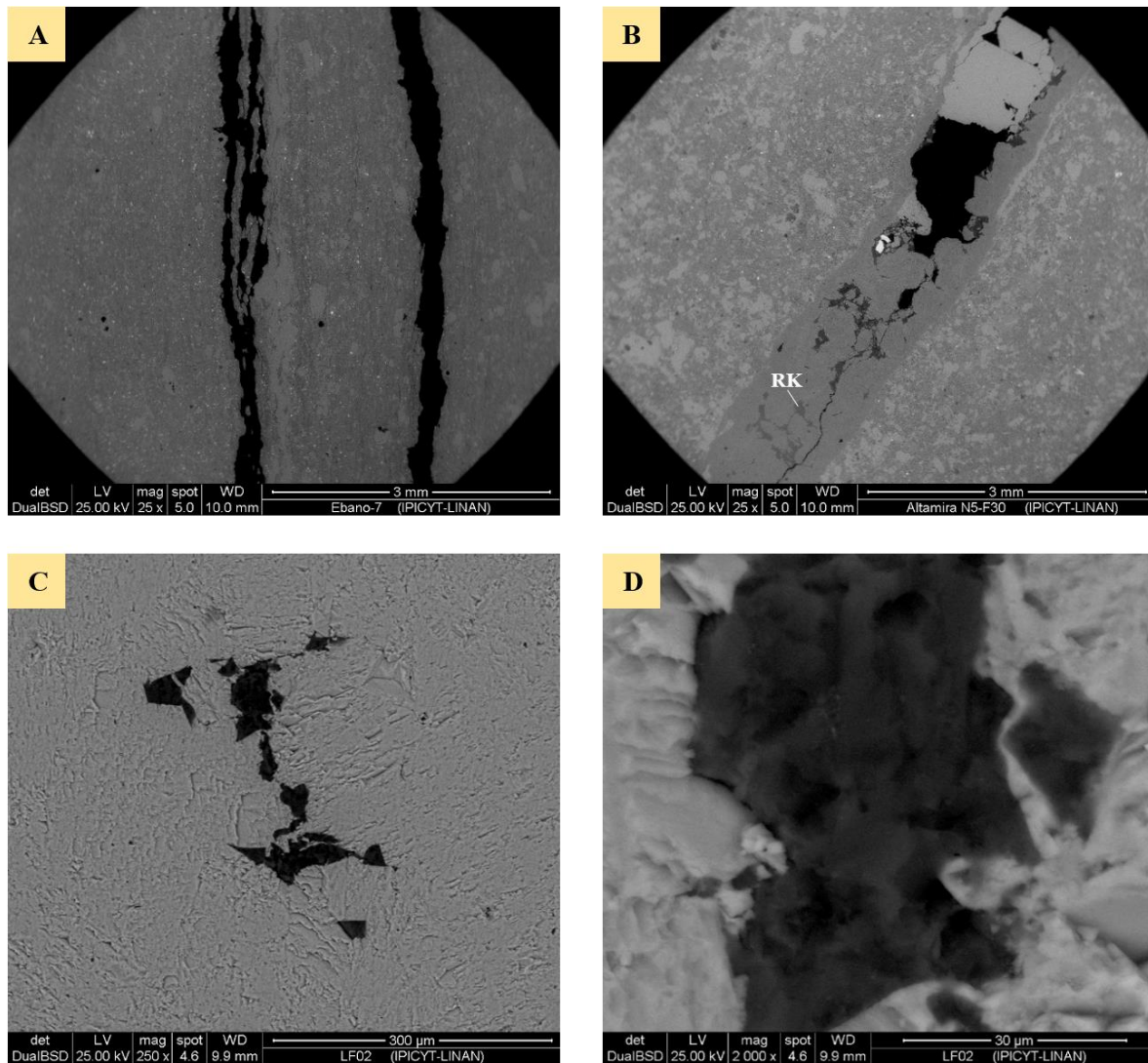


Figura 5.40. Fotomicrografías SEM de láminas delgadas que exhiben porosidad. A) Fracturas de extensión abiertas pertenecientes a un mismo *set*. B) Fractura parcialmente abierta con puentes minerales. La materia orgánica amorfa (gris oscuro) consiste en remanentes de kerógeno (RK) apreciados como lentes finamente dispersos, entretejidos en un cemento calcítico esparítico complejo. C) Porosidad vugular contenida en una microfractura. D) Acercamiento al vúgulo en donde se observan paredes de cristales hipidiotópicos.

Si bien las imágenes con SEM han revelado texturas de grietas en fracturas grandes, también se ha observado una mayor cantidad de porosidad primaria, la cual no se había considerado mediante la petrografía. Aun así, el porcentaje de este sistema poroso continúa siendo bajo, encontrándose un amplio dominio de porosidad y permeabilidad regido por el fracturamiento. Por otro lado, el tamaño de los poros intergranulares oscila de 5 a 10 μm y presentan una morfología diversa.

5.4.3 Minerales accesorios

El contenido de minerales esenciales presentes en las rocas estudiadas se limita casi exclusivamente a calcita y escasos minerales arcillosos, los cuales pudieron reconocerse con microscopía convencional. Sin embargo, al someter las muestras a SEM se encontraron cantidades restringidas de minerales accesorios. Debido al diminuto tamaño que tienen estos minerales, resulta irrelevante su presencia o ausencia al momento de clasificar a la roca, no obstante, algunas veces son utilizados como geotermómetros análogos, ya que indican la temperatura de los fluidos diagenéticos.

Con frecuencia, los minerales accesorios se encuentran ampliamente distribuidos en las rocas que han sido sometidas a procesos diagenéticos de ambientes profundos, razón por la que son determinantes en la temperatura alcanzada por dichos fluidos. Según Esteban y Taberner (2003), la precipitación de minerales accesorios tardíos (cuarzo, pirita, yeso, barita, calcita, fluorita, entre otros) es una de las características principales de pulsos diagenéticos de alta temperatura, aunque de acuerdo con Lamadrid (2009), lo anterior no debe considerarse estrictamente como un principio, ya que en ocasiones a causa de diversos procesos químicos se observan amplios rangos de temperatura que oscilan de 25 a 250°C, invalidando su implementación como evidencia indicadora de la temperatura.

Los minerales accesorios encontrados en las rocas analizadas fueron escasos cristales de barita y pirita, los cuales aun cuando se observaron inmiscuidos por toda la muestra, se encontraron mayormente concentrados en zonas porosas y paredes de fracturas (figura 5.41). Lo anterior indica que dicho contenido mineral es producto de los fluidos que circulan por los espacios vacíos conectados, alojándose primordialmente en los sedimentos geopetales y cristales colapsados que se acumulan en las cavidades y puntos cercanos, por tal motivo esporádicamente también son considerados como exóticos por su procedencia totalmente ajena a la roca en la que se hospedan.

Por otro lado, estos minerales presentaron formas variadas y tuvieron la particularidad de sobresalir notoriamente de la matriz micrítica y precipitados cementantes, observándose un color claro brillante que demuestra evidentes cambios composicionales.

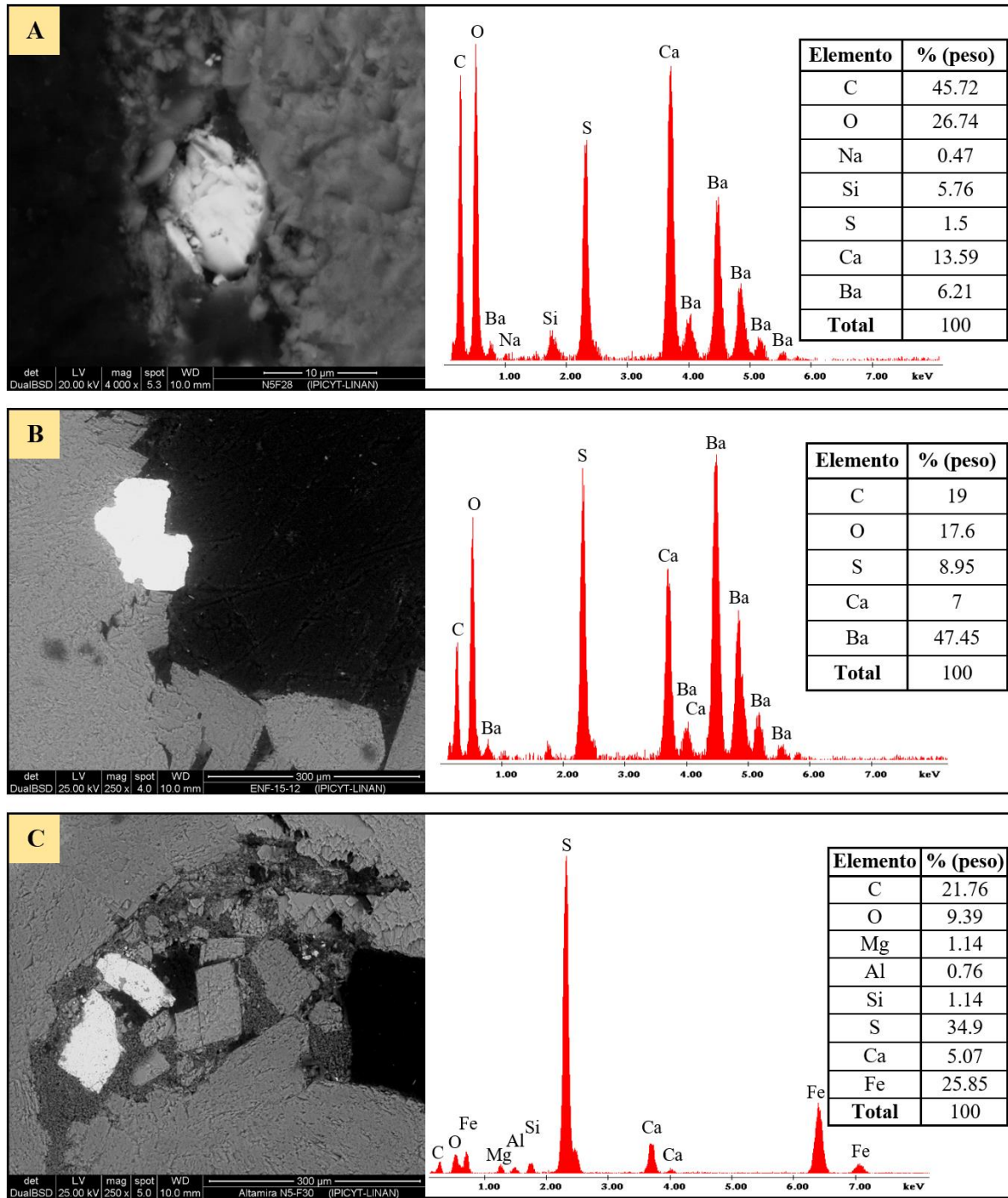


Figura 5.41. Fotomicrografías obtenidas con SEM (izquierda) y espectros EDS (derecha) de los minerales accesorios encontrados. A) Cristal de barita ($BaSO_4$) localizado en una muestra de Altamira. El tamaño del cristal es muy pequeño que la presencia de barita fue inadvertida en el estudio petrográfico. B) Muestra de Poxtla que presenta un cristal de barita ubicado en el borde de una fractura parcialmente abierta. C) Vista de un vóculo en donde se observan cristales bien desarrollados de piritita (FeS_2) en las paredes, teniendo contacto con el sedimento geopetal y con algunos fragmentos de cristales colapsados en la cavidad.

Si bien los espectros obtenidos con analizador EDS exhibieron a los elementos involucrados en las muestras, no se tuvo un control total de su distribución porque el analizador de elementos se aplicó a una porción de mayor escala que no sólo incluyó al mineral accesorio, sino que también abarcó áreas matriciales y espacios porosos, lo cual modificó los resultados porcentuales registrados en el espectro. Por lo anterior, se aplicaron mapeos químicos para visualizar puntualmente la distribución de cada uno de los elementos implicados y corroborar la composición de los cristales encontrados (figuras 5.42 y 5.43).

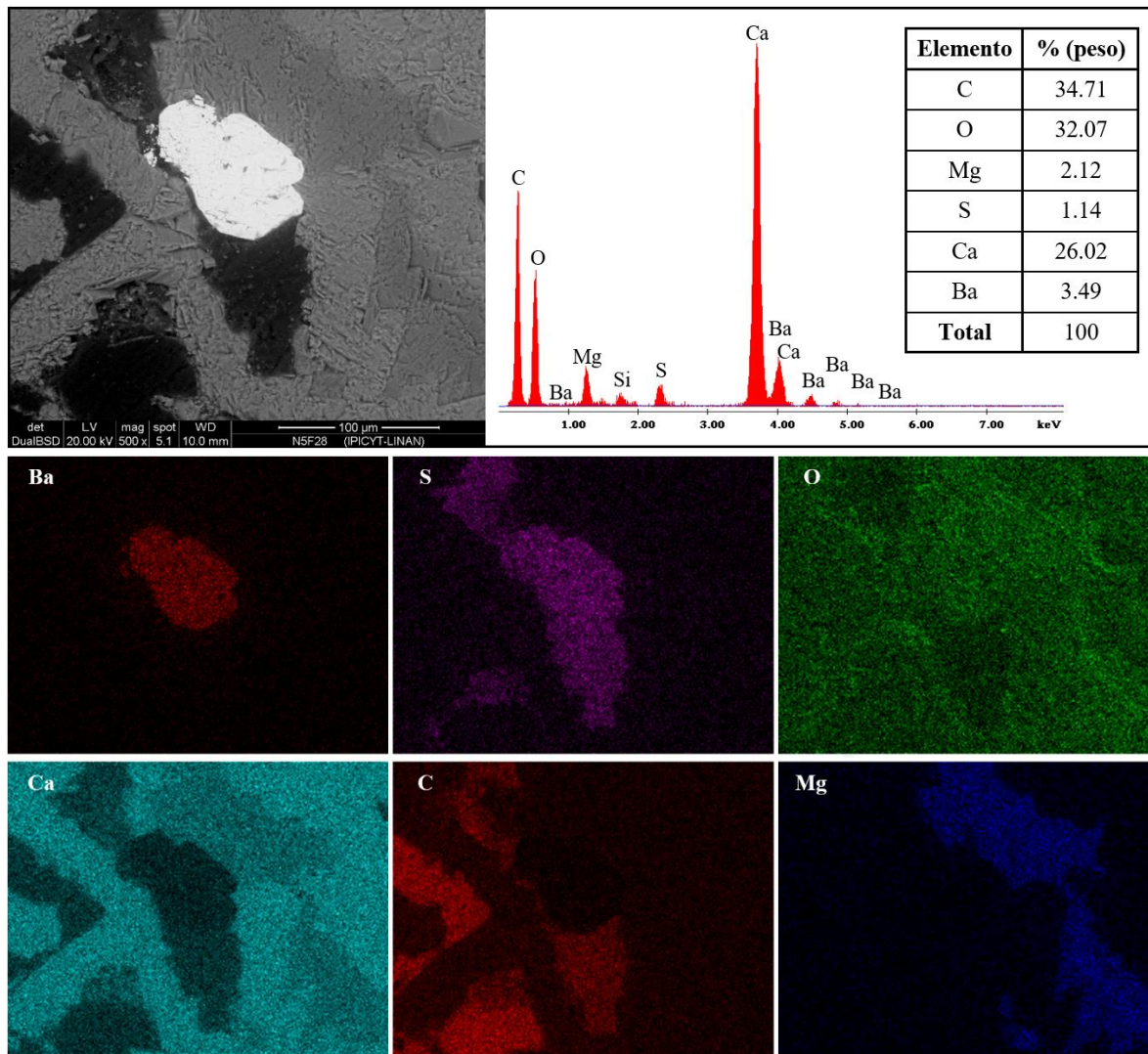


Figura 5.42. Imágenes obtenidas mediante SEM-EDS y mapeo químico compuesto por el despliegue de seis bloques en donde se observa la distribución espacial de los elementos involucrados en una muestra de Altamira. Los colores indican cambios composicionales, evidenciando que los elementos de bario (Ba), azufre (S) y oxígeno (O) constituyen al cristal de barita (BaSO_4) alojado en la porosidad vulgar de la roca.

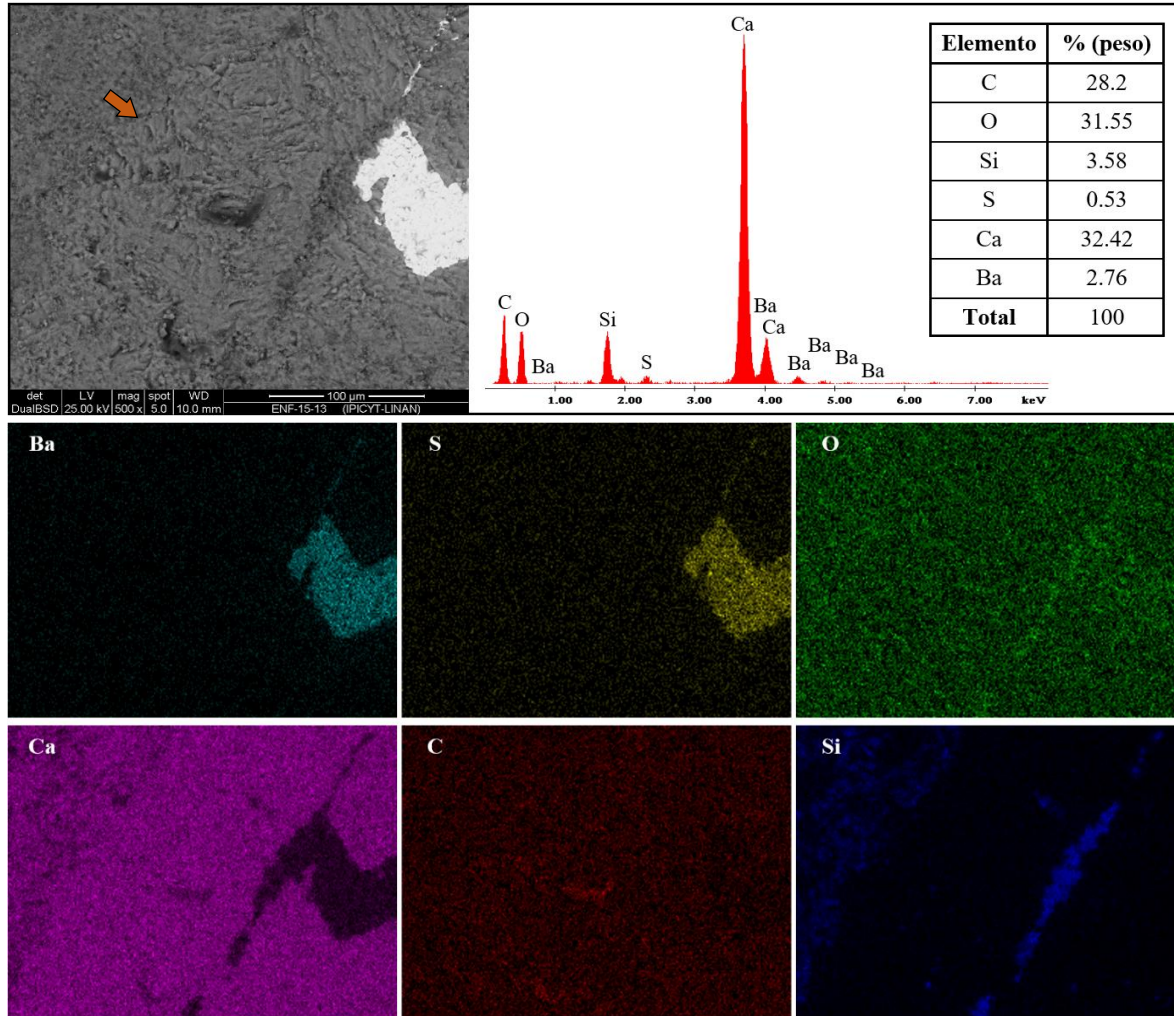


Figura 5.43. Imágenes SEM-EDS y mapeo composicional de una muestra perteneciente al afloramiento de Poxtla. Los elementos de bario (Ba) y azufre (S) responden positivamente al análisis justo en la zona donde se encuentra el mineral accesorio, observándose una concentración ligeramente mayor de oxígeno (O) en dicho punto. La composición química del cristal corresponde al mineral barita (BaSO_4), el cual se encuentra agregado en una fractura rellena de cemento esparítico.

En conclusión, las imágenes con SEM revelaron texturas y microestructuras difíciles de interpretar con las técnicas anteriores. Se observaron características que apoyan los datos obtenidos en petrografía y CL, identificando con mayor detalle la porosidad primaria intergranular, el relleno de algunos vórgulos por sedimento geopetal y fragmentos de cristales colapsados, el tamaño micrométrico de los cristales y su composición química mediante imágenes de los cambios composicionales. No se obtuvieron muchos minerales accesorios debido a que la roca analizada no presenta grados avanzados de diagénesis. Los resultados obtenidos se muestran en resumen en la tabla 5.3.

Tabla 5.3. Resumen de los datos obtenidos en la microscopía electrónica de barrido (SEM).

TEXTURA	Matriz	Textura micrítica compleja menor a 4 μm
	Cemento	Cemento esparítico de textura que varía de hipidiotópica a xenotópica con cristales equigranulares
COMPOSICIÓN QUÍMICA	Matriz	Formada de carbonato de calcio (CaCO_3) y ligeras concentraciones de elementos como aluminio (Al) y silicio (Si) provenientes de minerales arcillosos
	Cemento	Cemento sincinemático: Compuesto por calcita magnesiana (~12% de magnesio). Cemento postcinemático: Formado de calcita baja en magnesio (4% o menos de magnesio). Existe un aumento en el contenido de calcio y una disminución en el magnesio
POROSIDAD	Intergranular	La porosidad primaria es poco visible, el tamaño de los poros oscila de 5 a 10 μm y presentan una morfología diversa
	Fracturas	Se observan microestructuras identificadas como puentes minerales en fracturas parcialmente abiertas, además de algunas estilolitas con sedimentación geopetal. Se presentan remanentes de kerógeno apreciados como lentes finamente dispersos, entretejidos en el cemento calcítico que rellena el fracturamiento
	Vugular	Algunos vúgulos se encuentran rellenos de sedimentos geopetales y fragmentos de cristales colapsados. Sus paredes corresponden a cristales hipidiotópicos de cemento esparítico
MINERALES ACCESORIOS	Barita (BaSO_4) y pirita (FeS_2): Pequeños cristales distribuidos escasamente en la roca, alojándose principalmente en las estructuras geopetales de cavidades, zonas porosas (vúgulos) y paredes de fracturas parcialmente abiertas. Su procedencia es totalmente ajena a la roca en la que se hospedan, siendo producto de los fluidos que circulan por los espacios vacíos conectados	
DISTRIBUCIÓN DE ELEMENTOS	Calcio (Ca): Presente en matriz y cemento	Magnesio (Mg): Concentrado en calcita magnesiana
	Carbono (C): Abundante en espacios porosos	Bario (Ba): Concentrado únicamente en el mineral barita
	Oxígeno (O): Disperso en toda la muestra	Azufre (S): Constituyente de barita y pirita
	Aluminio (Al): Presente en minerales arcillosos	Sodio (Na): Poco, probablemente por sales precipitadas
	Silicio (Si): Concentrado en matriz micrítica	Hierro (Fe): Presente únicamente en el mineral pirita

CAPÍTULO 6

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

6.1 IMPORTANCIA DE LOS MICROFÓSILES Y LA OXIGENACIÓN

De acuerdo con el análisis petrográfico-microfacial realizado a las rocas de la Formación Agua Nueva, se determinó una abundancia en el contenido microfósil. La presencia de estos constituyentes biogénicos en las rocas tiene una importancia significativa debido a que reflejan la distribución espacio-temporal de los organismos que secretan carbonatos. Además, el conjunto de esqueletos microfaunísticos revela el ambiente y las condiciones que prevalecieron durante el depósito del material calcáreo, sin embargo, dichas estructuras fósiles no siempre logran preservarse oportunamente. Lo anterior ocurre como consecuencia de la vulnerabilidad a las variaciones de diversos factores que controlan el entorno, los cuales de acuerdo con Flügel (2004), consisten en la temperatura, salinidad, oxigenación, profundidad, iluminación, turbidez, corrientes, energía de transporte del agua, entre otros.

La oxigenación representa uno de los criterios más determinantes en las condiciones de depósito, estando delimitada por la diversidad y abundancia de organismos bentónicos presentes. De este modo, el contenido de oxígeno es mayor en las capas superficiales de las aguas oceánicas, mientras que en profundidades de 500 a 1000 metros se registran los niveles más bajos con tan sólo 0.5 ml por litro, aunque la ausencia de oxígeno en el agua es primordial en la formación de sedimentos ricos en materia orgánica (Allison *et al.*, 1990; tabla 6.1).

Tabla 6.1. Relación de los ambientes marinos con su contenido de oxígeno disuelto (extraído de Allison *et al.*, 1990).

AMBIENTE	OXÍGENO LIBRE DISUELTO EN EL AGUA
Óxico	> 1 mililitro/litro
Disóxico	1 - 0.2 mililitro/litro
Anóxico	< 0.2 mililitro/litro

Con base en la clasificación propuesta en Allison *et al.* (1990), el ambiente deposicional de las secuencias analizadas de la Formación Agua Nueva se definió como un medio anaeróbico debido a la ausencia en fauna bentónica y en oxígeno libre, de manera que está

compuesta por abundantes microfósiles pelágicos, como foraminíferos planctónicos y radiolarios. Dicha abundancia en la microfauna planctónica, la laminación del sedimento y la composición micrítica de la matriz en las muestras de interés reafirmaron un medio marino euxínico regido por agua desoxigenada de baja energía, condiciones anaerobias y pobre circulación. Al no existir actividad bacteriana aeróbica, la degradación de la materia ocurre por acción de organismos anaeróbicos que, al ser menos eficientes, implican una acumulación de residuos orgánicos (Santana-Salas, 2012), favoreciendo en la generación de kerógeno.

La presencia de organismos bentónicos como el *Inoceramus labiatus* (fósil índice) se fundamenta porque son invertebrados que pueden existir en condiciones de mínimo oxígeno (Fischer y Bottjer, 1995) asociándose con bacterias capaces de oxidar el medio, permitiendo la supervivencia en ambientes disóxicos y anóxicos (Sagemann *et al.*, 1991).

Por otro lado, es importante señalar que durante el límite Cenomaniano-Turoniano existen registros de uno de los mayores eventos oceánicos anóxicos (OAE) a nivel mundial, significando un período de alta productividad orgánica al existir un escaso nivel de oxígeno en el océano (Schlanger y Jenkyns, 1976). Para prueba de ello, a diferencia de un medio aeróbico, las secciones delgadas analizadas contienen estructuras compuestas por calcita que presentan únicamente disolución parcial, manteniéndose una buena preservación de la fauna. Esto se explica debido a que, como se ha mencionado anteriormente, el proceso de descomposición se reduce cuando la concentración de oxígeno es escasa (Allison, 1990).

Algunas muestras presentan óxidos diseminados de pirita (FeS_2) indicando condiciones reductoras al ser un sulfuro común en ambientes reductores de agua marina que se satura en orgánicos (Flügel, 2004). De acuerdo con Allen (1990), la formación de pirita sucede en las primeras fases de la diagénesis, pudiendo ocurrir a escasos centímetros por debajo del sedimento a causa de bacterias anaerobias que aprovechan la reducción de sulfatos para descomponer la materia orgánica.

6.2 ASOCIACIÓN MICROFAUNÍSTICA DE LA FORMACIÓN AGUA NUEVA

6.2.1 Foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos son protozoarios unicelulares de alta ocurrencia en rocas carbonatadas marinas de aguas profundas (Santana-Salas, 2012). Sus conchas representan un constitu-

yente principal en los sedimentos pelágicos antiguos y modernos (Flügel, 2004).

Este trabajo incluye, entre otros objetivos, un breve análisis de foraminíferos de tipo planctónico, ya que son importantes formadores de calizas marinas profundas y habitan las zonas pelágicas de los océanos, siendo esenciales indicadores bioestratigráficos y excelentes fósiles guía gracias a su amplia distribución, condición de vida planctónica, tamaño diminuto (numerosos ejemplares contenidos en una muestra), abundancia y evolución relativamente rápida, resultando muy útiles al momento de realizar dataciones precisas.

En las rocas analizadas se manifestó un predominio abundante de foraminíferos planctónicos, manteniendo una constancia en todas las láminas delgadas observadas, tanto *mudstone* como *wackestone*. Se identificaron con mayor frecuencia los géneros *hedbergella* y *globotruncana*. Algunas estructuras esqueléticas reflejaron un reemplazamiento parcial producto de los procesos diagenéticos, apreciándose como pequeños bioclastos fragmentados o alterados, sin embargo, otras conchas presentaron un alto grado de preservación, lo cual podría explicarse por su composición mineralógica que, al estar constituidas por calcita baja en magnesio, denota las bajas temperaturas de las aguas profundas (Tucker y Wright, 1990).

En resumen, la abundante ocurrencia de foraminíferos planctónicos en las rocas de la Formación Agua Nueva, es evidencia contundente del ambiente marino profundo en el que se depositaron (plataforma abierta profunda), ya que estos organismos están ausentes en medios someros (Tucker y Wright, 1990; Flügel, 2004).

6.2.2 Radiolarios y espículas

Los radiolarios son protozoarios con esqueleto silíceo cuyo caparazón tiene forma esférica y espinas. Las muestras estudiadas presentan cierta proporción de ellos, sin embargo, la susceptibilidad del material silíceo es muy elevada, por lo que se encuentran completamente reemplazados por calcita, razón por la cual los radiolarios no son completamente preservados en las rocas carbonatadas.

Por otro lado, se observaron espículas cuya aparición estuvo asociada con la presencia de los radiolarios, simulando una coexistencia. Estas espículas corresponden a espinas de otros organismos como las esponjas y tienen una composición silícea de origen (Dapples, 1979), aunque como ocurrió con los radiolarios, diferentes procesos diagenéticos (disolución

y reemplazamiento) han intervenido para encontrarse actualmente rellenas de calcita. No obstante, cabe resaltar que dichas espículas presentan una estructura esquelética más resistente que la de los radiolarios, además de estar involucradas con grandes profundidades.

La extensa presencia de radiolarios y su asociación con espículas son un indicador de condiciones de mar abierto profundo (Santana-Salas, 2012), reafirmando el ambiente deposicional de estas calizas mesozoicas.

6.2.3 Calciesferas

Las calciesferas observadas en las muestras de este estudio, se encuentran reemplazadas parcialmente por micrita, logrando apreciarse en las láminas delgadas como un anillo compuesto de carbonato de calcio y relleno de sedimento micrítico en color marrón. Su aspecto es muy similar a los radiolarios reemplazados por calcita, sin embargo, se distinguen debido a que el esqueleto de las calciesferas no presenta espinas.

La existencia de calciesferas en rocas de la Formación Agua Nueva se fundamenta por el hecho en que, de acuerdo con Berger y Kaefer (1992), ocurren en calizas pelágicas de edad Cretácico, estando asociadas con microorganismos pelágicos (foraminíferos planctónicos y radiolarios).

6.3 MICROFACIES ESTÁNDAR (SMF) Y ZONA DE FACIES (FZ)

Una vez que se conocen las características paleontológicas y sedimentológicas, se define la microfacies estándar (SMF) a la que pertenecen las muestras. Esta SMF refleja el ambiente deposicional específico que condicionó y controló a la roca (Flügel, 2004), siendo útil para reconocer la zona de facies (FZ), la cual diferencia los cambios de criterios sedimentológicos y biológicos que ocurren a través de los transectos de plataforma-talud-cuenca (Flügel, 2004), resultando posible una interpretación precisa del paleoambiente.

Considerándose el conjunto de microfacies propuestas por Wilson (1975) y con base en los parámetros litológicos, micropaleontológicos y la profundidad de la microfauna identificada y sus asociaciones, se asignó la SMF3 que consiste en *mudstone-wackestone* pelágicos con abundantes microfósiles planctónicos, ocurriendo en ambientes de plataforma de mar abierto (FZ2) y cuencas de agua profunda con sedimentación lenta (FZ1) (figura 6.1; tabla 6.2), enfatizando que las SMF pueden involucrar a una o más FZ.

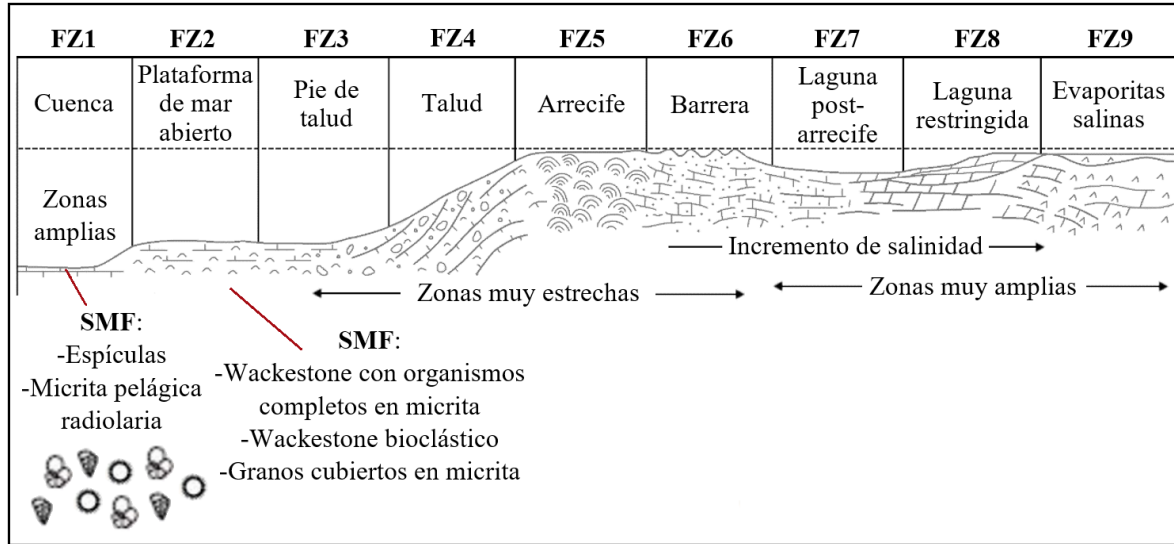


Figura 6.1. Modelo para la clasificación de zonas de facies (FZ) y microfacies estándar (SMF) propuestas por Wilson, 1975 (modificado de Flügel, 2004).

Tabla 6.2. Relación entre la SMF y sus FZ correspondientes.

TIPO DE MICROFACIE ESTÁNDAR (SMF)	ZONA DE FACIES (FZ)
SMF3: <i>Mudstone-wackestone</i> (micrita-biomicrita) pelágico. Matriz micrítica con abundante contenido microfósil, predominando foraminíferos planctónicos, <i>radiolarios</i> , <i>calciesferas</i> y espículas	FZ1: Cuenca, ambiente de agua profunda con sedimentación lenta FZ2: Plataforma profunda de mar abierto

Los carbonatos pelágicos observados son evidencia de un ambiente marino profundo (Tucker y Wright, 1990). El depósito de *mudstone-wackestone* fosilíferos refleja un ambiente de baja energía posiblemente debido a su condición restringida. Algunas muestras presentan laminación milimétrica, confirmando que sus condiciones deposicionales fueron aguas tranquilas, no bioturbadas, lo cual Park y Fürsich (2001) explican que se debe a un control climático cíclico durante el depósito. Además, algunos restos de conchas y caparzones de organismos no mantienen una orientación definida, por ello se infiere que no sufrieron transporte por corrientes después de su precipitación, sin embargo, es posible observar una ligera orientación en otros microfósiles, sugiriendo la existencia de corrientes locales de muy baja energía.

A partir de esta revisión, las láminas analizadas de la Formación Agua Nueva representan depósitos en un ambiente marino abierto en donde predominan aguas tranquilas. No

existe ningún elemento indicador de sistemas costeros, arrecifales o de aguas someras. Además, según Tucker y Wright (1990), la relación entre foraminíferos planctónicos en abundancia, radiolarios y moluscos está asociada con un paleoambiente de cuenca, permitiendo una preservación fósil excepcional (Seilacher, 1990).

6.4 INTENSIDAD Y DISTRIBUCIÓN DEL FRACTURAMIENTO

Las rocas de todas las localidades de interés presentan fracturamiento, desde macrofracturas apreciables en muestra de mano hasta microfracturas o vetillas identificadas en el análisis petrográfico y en catodoluminiscencia, variando su intensidad en ambas escalas.

De acuerdo con mapas paleogeográficos, las localidades de La Fortuna, Poxtla (Xilitla), Altamira y Ébano están ubicadas dentro de la Cuenca Tampico-Misantla, mientras que Caseta Pitahaya y Tambaca se encuentran en la Plataforma Valles-San Luis Potosí (López-Doncel, 2003). Los eventos de deformación producidos por la Orogenia Laramide tienen un menor impacto en zonas de cuenca, ya que presentan una mayor flexibilidad, de manera que existe mayor generación de estructuras plegadas. Por el contrario, la deformación es más severa en rocas de plataforma, produciéndose mayor cantidad de fallamiento a escala regional (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Lo anterior puede explicar la existencia de microfracturas de cizalla (microfallas) únicamente en las localidades de Caseta Pitahaya y Tambaca, aunque, no sucede la misma relación cuando se considera la intensidad de fracturamiento, ya que los sitios de afloramiento de la Formación Agua Nueva manifiestan un fracturamiento considerablemente mayor, comparándose con aquellas láminas provenientes de núcleos (Altamira y Ébano) (figura 6.2). Esta abundancia en microfracturas podría estar asociada con la inflexibilidad general que presentan las rocas de la Formación Agua Nueva al ser carbonatos, ya que cuando son sometidas a pruebas de deformación y es superado su límite plástico se fracturan muy fácilmente.

La intensidad del fracturamiento en las rocas carbonatadas está en función de diferentes factores, siendo el grado de dolomitización una de las principales variables involucradas (Ortega *et al.*, 2010). En el caso de las rocas de la Formación Agua Nueva, dicha dolomitización no estuvo presente, ya que no corresponde a un proceso de diagénesis temprana de acuerdo con las condiciones de depósito dentro del ambiente del fondo marino, por el contrario, ocurre mayormente en aguas de ambientes someros con alta energía y movilidad. De este modo,

los sistemas porosos que rigieron a las rocas carbonatadas en estudio consistieron en los tres tipos de porosidad, siendo el régimen secundario (incluyendo a la porosidad vugular) quien gobernó el entorno.

Otro aspecto observado al comparar las muestras de afloramiento con los núcleos de pozo fue la disminución del contenido microfaunístico en los núcleos de Altamira y Ébano, lo cual clasificó a las rocas como *mudstone/wackestone* al manifestar ciertas variaciones en la cantidad de aloquímicos (figura 6.2), además, la roca presentó un incremento en la impregnación de kerógeno, encontrado en las fracturas de mayor tamaño. Se identificaron dendritas que no ocurren en las láminas de afloramiento, siendo posiblemente las causantes de la moderada-escasa porosidad presente en dichos campos petroleros, ya que los precipitados dendríticos se alojan en los espacios vacíos contenidos en la roca.

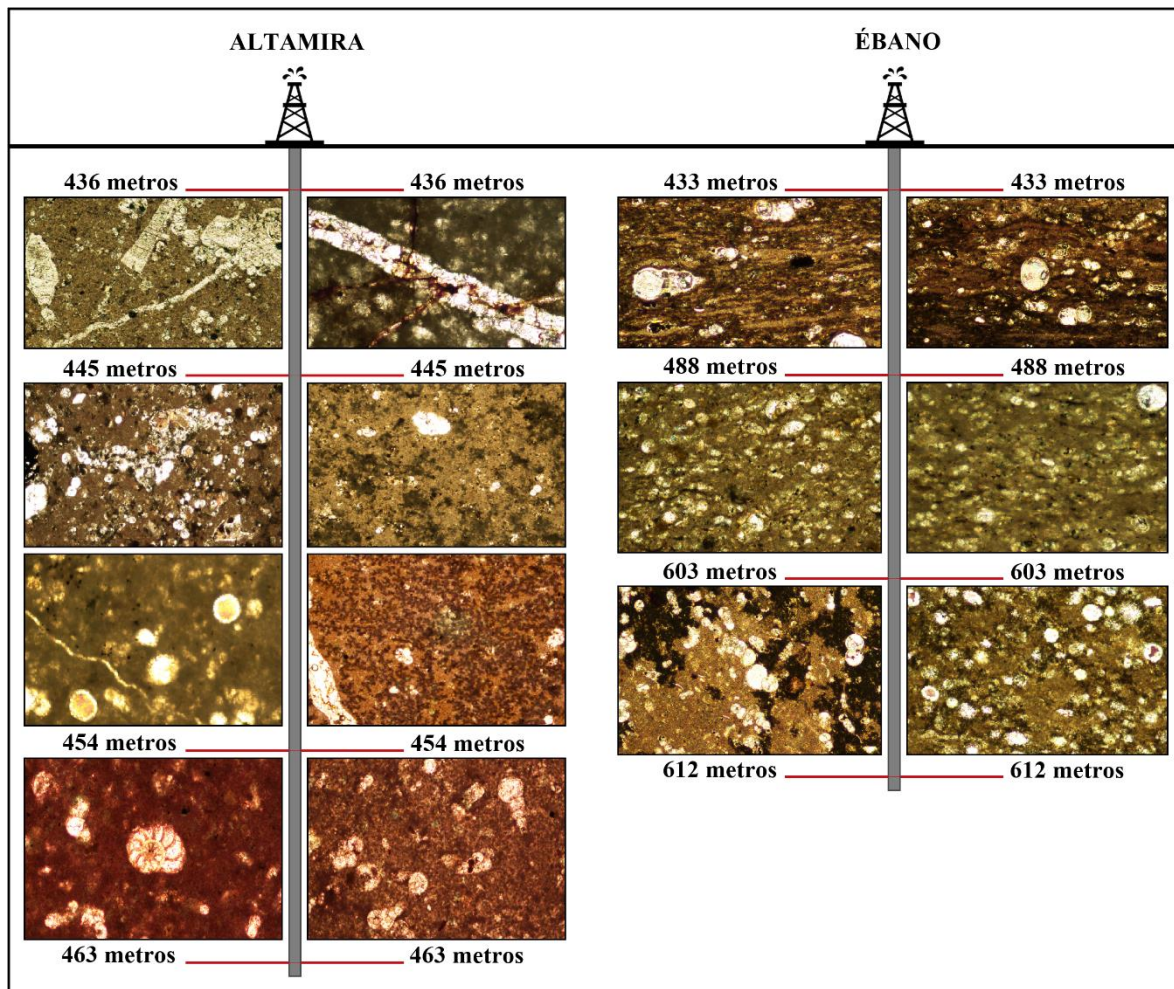


Figura 6.2. Esquema comparativo de la variación en la intensidad de fracturamiento y contenido microfaunístico con respecto a la profundidad en las rocas de los campos Altamira y Ébano.

6.5 MICROESTRUCTURAS CARACTERÍSTICAS

La textura *crack-seal* fue un rasgo característico en las rocas de la Formación Agua Nueva, manifestándose en mayor cantidad en las muestras pertenecientes al afloramiento de Poxtla, Xilitla. Esta textura está relacionada con la reapertura y sellado continuos de una fractura. En cada una de estas pulsaciones se originan nuevas microfracturas que, en ocasiones, son completamente selladas por cemento sin o postcinemático a la apertura, aunque, cuando dichas fracturas tienen espesores considerables se dificulta su sellado completo debido a una tasa de cementación insuficiente (Hooker *et al.*, 2012), produciéndose espacios aislados que funcionarán como futura reapertura en la siguiente pulsación, repitiéndose el proceso hasta que la fractura sea sellada en su totalidad.

En los carbonatos examinados, los puentes minerales con estructura dentada afilada proporcionaron las señales de los procesos *crack-seal*, de acuerdo con Laubach (2003).

Otro tipo de estructuras frecuentes presentes en las muestras de afloramiento fueron las estilolitas interpenetradas de grano a grano, las cuales se asociaron a procesos de compactación y disolución de la roca. Al observarse bajo catodoluminiscencia (CL), las estructuras estilolíticas no mostraron ningún tipo de luminosidad debido a que representan una zona de no depósito cuyos residuos insolubles contenidos en sus bordes constituyen una barrera impermeable que imposibilita el tránsito de fluidos a través de ellas, interrumpiendo asimismo la porosidad efectiva, por lo que disminuye la permeabilidad.

Las muestras de núcleo analizadas (Altamira y Ébano) presentan un bajo desarrollo de estilolitas, sin embargo, aparecieron dendritas que se reconocieron fácilmente por su aspecto ramificado. Estas concreciones minerales presentaron una alta respuesta al activador Mn^{+2} cuando fueron visualizadas con CL, confirmando su proceso de formación que ocurre cuando el agua rica en manganeso se filtra por el fracturamiento y deposita minerales dendríticos al evaporarse.

Por lo anterior, con base en las observaciones previamente descritas, se ha determinado que tanto las muestras de afloramiento como aquellas pertenecientes a núcleos de pozos tienen características litológicas y paleontológicas muy similares, además de estar sometidas a los mismos procesos diagenéticos que han afectado a la roca.

6.6 PROCESOS DIAGENÉTICOS INVOLUCRADOS

La diagénesis en los carbonatos estudiados de la Formación Agua Nueva implicó los procesos de disolución, compactación, cementación (recristalización), micritización y reemplazamiento, identificándose dentro de una etapa temprana de diagénesis y a lo que James y Choquette (1983a) reconocen como ambiente del fondo marino y enterramiento superficial. Estas alteraciones modificaron los granos carbonatados más susceptibles y algunas cambiaron la mineralogía de los sedimentos.

La cementación de la calcita fue el principal evento diagenético presente en las secuencias analizadas. Este cemento calcáreo fue producto de la recristalización, formando ocasionalmente puentes minerales. Bajo CL se identificaron dos fases de cemento, uno sincinemático (contemporáneo) y otro postcinemático al fracturamiento, diferenciándose en el color e intensidad de luminosidad emitida. El cemento postcinemático reflejó una respuesta baja a la luminiscencia al haber expulsado una mayor cantidad de impurezas de la roca.

La disolución fue otro de los procesos más habituales por la misma naturaleza carbonatada de las rocas, evidenciándose principalmente al encontrar porosidad vugular en el interior de algunas fracturas. Los fragmentos más vulnerables de la estructura esquelética de algunos microfósiles resultaron alterados por este proceso, siendo reemplazados por micrita (micritización) posteriormente. Además, la disolución en conjunto con la compactación, originaron las estilolitas típicas en este tipo de rocas. Cabe resaltar que la micritización es un proceso característico de la diagénesis temprana, el cual tiene su origen esencialmente en la erosión biológica, en donde la microfauna destruye la textura interna de las partículas para luego ser rellenadas por lodo calcáreo.

Por último, la compactación resultó ser un proceso relevante al contribuir a minimizar la porosidad primaria en la roca. Aunque su efecto fue perceptible en el reacomodo de algunos microorganismos, no tuvo mucho impacto ya que mantuvieron una buena calidad de preservación, de lo contrario, habrían ocurrido como microfósiles fragmentados. De acuerdo con Adams y Mackenzie (1998), durante la etapa temprana de la compactación ocurren procesos como el reajuste de los granos para el empaquetamiento, incluyendo el fracturamiento de las conchas delgadas, el aplastamiento de los granos que son menos resistentes y la expulsión del agua dentro del material carbonatado.

Como se ha mostrado, los procesos diagenéticos propios de las rocas carbonatadas sostienen una relación muy estrecha que, en la mayoría de las veces, su interacción origina fracturamiento. Esto tiene repercusión directa en las propiedades de porosidad y permeabilidad, ya que mejoran con la disolución pero se reducen con la compactación y la cementación.

6.7 APORTE DE LA CL PARA INTERPRETAR AMBIENTES DIAGENÉTICOS

Diversos factores contribuyen en el control de la CL para definir su color e intensidad cuando se trata de carbonatos (Machel y Burton, 1991). Entre los más importantes se encuentran la temperatura de los elementos en solución y la concentración de los activadores e inhibidores en los fluidos diagenéticos. Aunque, la presencia de materia orgánica y la posible interferencia de fluidos exóticos, son otros elementos relacionados.

En ambientes sedimentarios diagenéticos, el Mn^{+2} es el activador de CL más efectivo para carbonatos, mientras que el Fe^{+2} resulta el mejor inhibidor (Machel, 2000). Por lo tanto, considerar el contenido en Mn y Fe como los factores más importantes en la adquisición de determinada luminiscencia es un supuesto válido en ambientes diagenéticos tempranos como los estudiados en el presente trabajo.

Una vez establecida la relación Fe/Mn como regulador de la luminiscencia (Long y Agrell, 1965; Frank *et al.*, 1982; Fairchild, 1983), se ha determinado que, en las calcitas, la relación entre luminiscencia y composición química es progresiva (Valero y Gisbert, 1993), de manera que un descenso en manganeso y un aumento en hierro conllevan el cambio de términos amarillo-naranja brillantes a rojos oscuros mate, pudiendo llegar a la no luminiscencia (NL) (figura 6.3, página 138).

6.7.1 Asociación entre la catodoluminiscencia y la temperatura

Se determinó que la gran mayoría de los minerales en las rocas estudiadas manifestaron buena respuesta luminiscente mostrando secuencias del tipo amarillo-naranja brillante y rojo oscuro mate poco luminiscente. Conforme a Marshall (1988), las respuestas con buena luminosidad constituyen a minerales (cementos) que han sido sometidos a procesos de diagénesis temprana, por el contrario, aquellos que exhiben una baja luminiscencia representan minerales que han sufrido procesos de diagénesis profunda, en donde la alta temperatura favorece

la oxidación del Fe^{+2} (inhibidor) sobre el Mn^{+2} (activador), ocasionando una atenuación en la CL de los materiales (Valero y Gisbert, 1993). Del mismo modo, una consideración a favor del CL elevado consiste en el bajo contenido de Fe^{+2} al ser aguas de cuenca en donde hay una circulación restringida, lo cual dificulta el ingreso de acumulaciones anómalas al agua, conservando buena concentración de manganeso y una estabilidad en el Fe^{+2} , siendo todo lo opuesto cuando se trata de zonas someras, en donde según Lamadrid (2009), el Fe^{+2} es un elemento móvil que puede inmiscuirse con facilidad en los precipitados carbonatados.

Por otro lado, las inclusiones fluidas son un método de análisis que habría resultado útil para profundizar en la temperatura que alcanzaron los fluidos diagenéticos en los que se formaron los minerales. Dichos fluidos diagenéticos son los responsables de la formación de las diferentes generaciones de cemento esparítico que se observaron, por lo que un estudio de las inclusiones fluidas enriquece la información sobre la composición de los diferentes pulsos. Además, si se tienen inclusiones fluidas de hidrocarburos, es posible determinar las rutas y su dirección de migración para reconstruir la historia de sedimentación de la cuenca (Lamadrid, 2009).

6.8 HETEROGENEIDAD EN CATODOLUMINISCENCIA

El cemento postcinemático (C3) que rellena las microfracturas en las muestras analizadas, presenta típicamente un tamaño de cristales mayor que aquellos identificados como cemento sincinemático (C2). A su vez, dicho cemento tardío refleja una intensidad de CL menor que el cemento temprano. El mayor tamaño de los cristales podría explicarse por un descenso en la velocidad de precipitación que conllevaría a un aumento proporcional en el contenido de Fe^{+2} y Mn^{+2} , predominando la inhibición del Fe^{+2} . Sin embargo, no se ha detectado una relación clara entre el tamaño de los cristales y su luminiscencia (Valero y Gisbert, 1993).

Por otro lado, el cemento temprano (C2) que se encarga del revestimiento de las fracturas de mayor apertura, en ocasiones no alcanza a sellarlas completamente, de manera que el cemento tardío (C3), compuesto por cristales prismáticos facetados con terminación angulosa, se encarga de llenar esos espacios abiertos, marcando sobrecrecimientos en los poros de la fractura (figura 6.3).

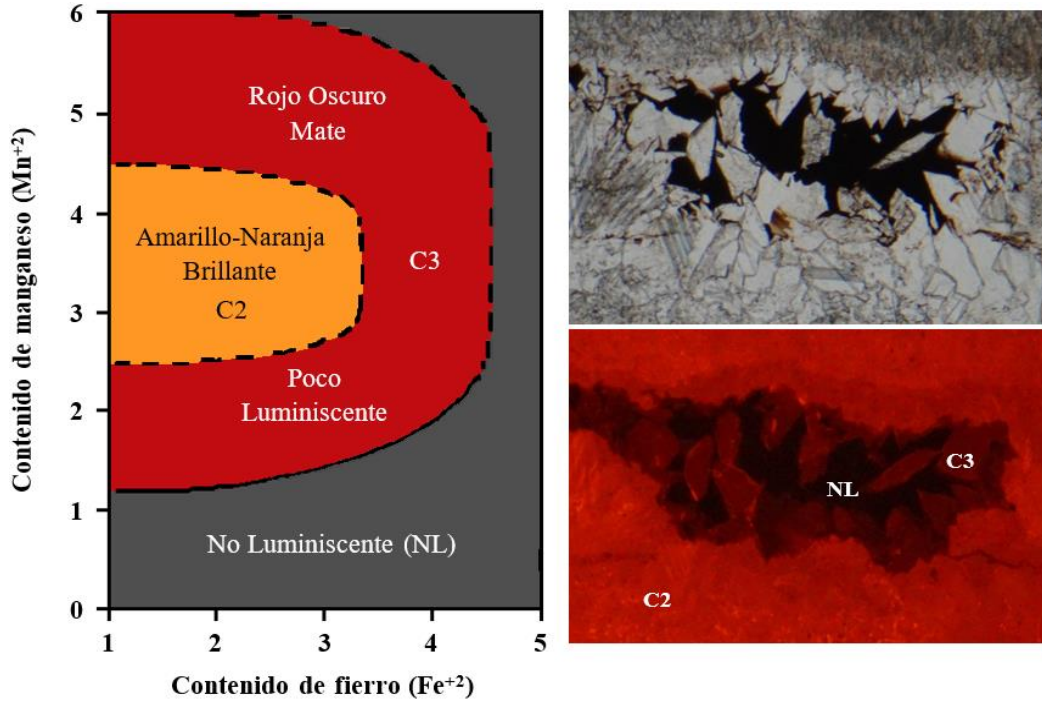


Figura 6.3. Relación entre el contenido en Mn y Fe y la intensidad y el color de la luminiscencia en los cementos calcáreos esparíticos. Los campos de luminiscencia delineados son los propuestos por Machel *et al.* (1991), en su recopilación de análisis publicados; las líneas punteadas indican límites poco definidos.

En las litofacies calcáreas estudiadas, predomina la luminiscencia amarillo-naranja brillante en las muestras debido a que es producida tanto por la calcita micrítica (C1) como por el cemento sincinemático (C2). De este modo, la tonalidad rojo oscuro mate, propia del cemento postcinemático (C3), es observada en menor proporción al estar contenida mayormente en el núcleo de la porosidad de fracturas. Por lo anterior, se infiere que los valores de las relaciones Fe/Mn para los distintos grupos de luminiscencia serían los que se muestran en la tabla 6.3. Asimismo, las zonas no luminiscentes (NL) corresponden a espacios vacíos o de no depósito, tales como poros matriciales, fracturas parcialmente abiertas, vúgulos y estilolitas.

Tabla 6.3. Parámetros de la relación Fe/Mn y su luminiscencia resultante.

LUMINISCENCIA	PARÁMETROS DE CONTENIDO DE Fe ⁺²	PARÁMETROS DE CONTENIDO DE Mn ⁺²
Amarillo - naranja brillante	1 - 3.3	2.5 - 4.5
Rojo oscuro mate	1 - 4.5	1.2 - 2.5 y 4.5 - 6

Cualquier valor que esté fuera de los límites establecidos de Fe y Mn, no tendrá los elementos requeridos para que el haz de electrones pueda interactuar con la muestra, por lo que su apreciación será no luminiscente (NL). Debe mencionarse que estas variables no son las únicas determinantes encargadas de proporcionar los diferentes tonos de luminiscencia, sino que también dependerá de la composición química de los carbonatos en cuestión, es decir, de su contenido de magnesio (Mg). Como se expuso en el capítulo anterior (tabla 5.3, página 126), mediante microscopía electrónica de barrido (MEB o SEM) con analizador de elementos EDS, se tiene que los cementos esparíticos de la Formación Agua Nueva están compuestos por calcita magnesiánica (~12% de magnesio: cemento sincinemático) y calcita baja en magnesio (4% o menos de magnesio: cemento postcinemático). Por ello, no puede trazarse una línea limitante entre las calcitas brillantes, las de luminiscencia mate y las no luminiscentes porque sus relaciones Fe/Mn no son del todo precisas y varían con la mínima alteración composicional, razón por la que no es lineal la relación Fe/Mn y la luminiscencia. Como Machel *et al.* (1991) mencionan, los campos de luminiscencia (brillante, mate y no luminiscente) tienen límites poco definidos entre más datos analizados se incluyan. Para una delimitación más certera, sería conveniente someter a las rocas a análisis químicos que incluyan la composición en partes por millón (ppm) del hierro (Fe), manganeso (Mn) y magnesio (Mg).

En resumen, se observó que los cementos calcáreos postcinemáticos (C3), los rellenos sincinemáticos a la fractura (C2) y los granos micríticos (C1) en las muestras de la Formación Agua Nueva mantuvieron una heterogeneidad en la intensidad de CL, desde profundidades de 612 metros hasta muestras de superficie, con atributos cualitativos similares. Esto se comprobó con la implementación de análisis semi-cuantitativos con el SEM-EDS, el cual muestra algunos elementos constituyentes tanto en láminas de afloramiento como de pozo.

6.9 HISTORIA DIAGENÉTICA Y SECUENCIA DE CEMENTOS CARBONATADOS

Se han tratado todos los aspectos relacionados con la génesis de la porosidad secundaria y la cementación. Las microfacies carbonatadas dominantes son *mudstone/wackestone* bioclástico (micritas y biomicritas) con escasa porosidad primaria, limitada a los huecos internos en los fósiles y a poros micrométricos interparticulares. La mayoría de la porosidad existente es de origen post-deposicional. Diversos procesos diagenéticos son los responsables del ori-

gen de una porosidad secundaria. La mayoría de los huecos se han identificado como microcavidades de tipo vulgar, suturas estilolíticas y grietas. Las grietas o fisuras son las más abundantes volumétricamente y presentan morfologías complejas en sus paredes, en donde ha precipitado el cemento.

La cementación carbonatada es de calcita magnesiana (cemento sincinemático) y calcita baja en magnesio (cemento postcinemático), diferenciándose por el tamaño y morfología de sus cristales, además de la coloración observable en catodoluminiscencia.

La historia diagenética propuesta está basada en múltiples observaciones de carbonatos de cuenca y en las formuladas a lo largo del presente trabajo. Aunque no se cuenta con suficientes datos cuantitativos, sino semi-cuantitativos, todos los resultados mostrados concluyen que las rocas de la Formación Agua Nueva (tanto en muestras de afloramiento como de pozo) son homogéneas en sus componentes principales y han sido afectadas por los mismos procesos diagenéticos. Por ello, se ha elaborado un esquema que plantea la sucesión de eventos para estas litofacies carbonatadas, desde la formación de la roca en el fondo marino hasta la actualidad (figura 6.4).

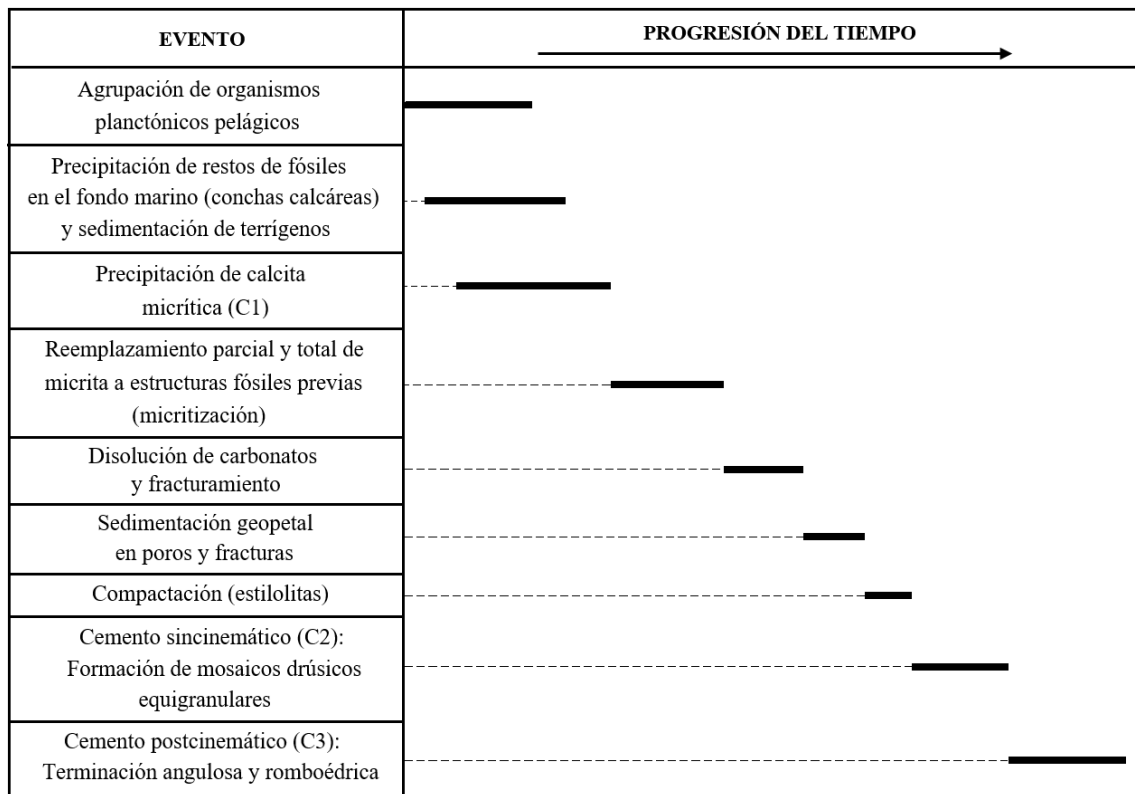


Figura 6.4. Secuencia de eventos diagenéticos propuesta de la Formación Agua Nueva.

6.10 ASOCIACIÓN DE CATODOLUMINISCENCIA CON SEM-EDS

El análisis con SEM-EDS permitió examinar a mayor escala aquellos minerales imposibles de visualizar con las técnicas anteriores. Esta herramienta desplegó el espectro composicional de los elementos presentes en las muestras. Al observar la microestructura, se corroboró la escasa porosidad primaria intergranular inferior a 5 μm .

Se identificaron minerales accesorios similares en muestras de afloramiento y pozo, consistiendo en barita y pirita. Dichos minerales se encuentran concentrados principalmente en zonas porosas y paredes de fracturas, significando que son producto de los fluidos diagenéticos que han atacado a la roca. La morfología de los granos de ciertos minerales es subangulosa, lo cual denota que no han sufrido un alto transporte, explicándose por el ambiente deposicional de aguas restringidas que obstaculiza la entrada de agentes anómalos. A su vez, la circulación de fluidos a través de los sistemas permeables ha provocado el colapso de sedimentos, formando estructuras geopetales que rellenan la porosidad remanente.

Al asociar ambas técnicas (CL y SEM) y analizar las imágenes a diferentes escalas, mediante el espectro composicional EDS se encontró que las muestras que obtuvieron mayor contenido de magnesio son las mismas que tienen colores más intensos de CL (amarillo-naranja brillante), es decir, se asocian con longitudes de onda cortas y mayores intensidades. Sin embargo, estos datos no permiten precisar inequívocamente el efecto sobre la CL, ya que al ser observaciones directas con el microscopio están sujetas a múltiples imprecisiones, aunque, Freeman (1971) y Adams y Schofield (1983), han descrito una tendencia similar pero, los datos de Sommer (1972), sugieren lo opuesto. Machel *et al.* (1991) resumen esta cuestión al comentar que el Mg^{+2} puede tener un efecto en la activación del Mn^{+2} , pero se desconoce de qué tipo (Valero y Gisbert, 1993).

Por otro lado, dicha asociación metodológica permitió realizar correlaciones basadas en la composición matricial y de cementos, contrastando los atributos de las muestras obtenidas de afloramiento con respecto a las de pozo (figura 6.5). Las observaciones evidencian una compatibilidad muy estrecha entre los puntos de estudio, resaltando diferencias únicamente en la intensidad del fracturamiento, siendo menor en aquellas pertenecientes a núcleos de pozos (Altamira y Ébano).

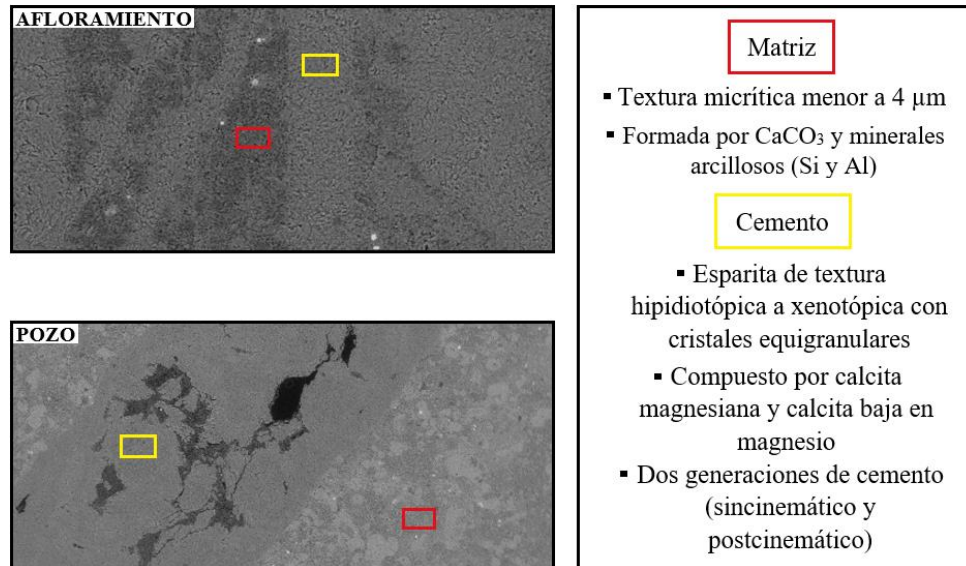


Figura 6.5. Correlación de la composición matricial y de cementos en rocas de afloramiento y pozo.

6.11 MANEJO DE INCERTIDUMBRE

El procedimiento utilizado en el desarrollo de esta investigación ha sido implementado por diversos petrógrafos y está sujeto a múltiples imprecisiones debido a que su determinación es mediante observaciones directas con los diferentes microscopios incorporados. Dado dicho carácter subjetivo, varios autores (Marshall, 1978; Amieux, 1982) han puntualizado en la conveniencia de registrar las condiciones de observación para facilitar comparaciones ulteriores (Valero y Gisbert, 1993), por lo que en el capítulo 4 se han señalado las especificaciones bajo las cuales se operaron los equipos en petrografía convencional, catodoluminiscencia y análisis con SEM-EDS.

En catodoluminiscencia, el color y la intensidad relativa de la emisión desempeñan un papel fundamental para discernir las sutiles variaciones químicas en la composición mineral de las rocas analizadas, por lo que se debe tener un especial cuidado al momento de establecer las condiciones rutinarias de trabajo. Para esta investigación se utilizaron intensidades dentro de un rango que no influyó ni en el color ni en la intensidad de la luminiscencia, evitando el daño de las muestras al ser sometidas a períodos de observación cortos (5-7 minutos).

De acuerdo con Machel *et al.* (1991), el error analítico de la detección de los elementos mediante SEM-EDS oscila en un rango de 0.1 y 1%, por lo que la precisión de estos análisis sólo permite consideraciones cualitativas, o en el mejor de los casos, semicuantitativas.

6.12 LIMITACIONES DE LA METODOLOGÍA

Aunque se realizaron diversas pruebas al equipo utilizado en la metodología y los resultados fueron analizados en numerosas ocasiones, cada estudio tiene sus limitaciones. Como se ha mencionado, las muestras observadas de la Formación Agua Nueva fueron recopiladas del Laboratorio de Petrografía de la División de Geociencias Aplicadas en el Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), por lo que, aún cuando fueron meticulosamente seleccionadas y portaban correctamente sus etiquetas de identificación, no fueron extraídas directamente del afloramiento por parte del autor de esta investigación. Por esta razón, los datos obtenidos han sido corroborados y comparados con la información proporcionada en la literatura, correlacionándose de manera efectiva.

Por otro lado, se asume que, para obtener mayor certeza en la variación de la catodoluminiscencia, es recomendable realizar un análisis elemental para determinar la cantidad exacta de cada uno de los elementos contenidos en las muestras, resaltando la importancia del Mn^{+2} y el Fe^{+2} al ser el activador e inhibidor de la luminosidad, respectivamente, lo cual contribuiría a delimitar con mayor precisión las zonas poco definidas en el diagrama de la figura 6.3 (página 138). Del mismo modo, en el análisis con SEM-EDS sería conveniente utilizar un análisis puntual para verificar los elementos contenidos en las fases minerales, reafirmando la información que se obtuvo con los mapeos químicos desplegados. Además, resultaría altamente interesante desarrollar mapeos elementales para Mn^{+2} y Fe^{+2} que complementen la información obtenida mediante CL, y con ello, establecer la proporción en la que se encuentran presentes en la muestra y su distribución espacial (tanto en matriz como en cementos).

6.13 IMPLICACIONES EN YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS

Cuando se trabaja con yacimientos naturalmente fracturados (YNF), es importante conocer y definir el tipo de depósito y sus atributos. Para ello, se debe realizar una evaluación temprana que contribuya a planear de manera estratégica las operaciones a realizar, minimizando la incertidumbre y facilitando la toma de decisiones.

La relación entre la matriz y las fracturas a diversas escalas constituyen el objeto principal del estudio, siendo de especial interés para la industria petrolera por el vínculo directo con la permeabilidad de un yacimiento. Su desarrollo inicia desde que el sedimento comienza

su enterramiento y estará regido por procesos estructurales y diagenéticos a través del tiempo geológico.

Al momento de la observación microscópica del fracturamiento, se deben considerar algunos patrones bien identificados en la literatura, los cuales involucran a un cemento contemporáneo a la apertura de fractura, y a otro cemento cuya formación ha ocurrido después de que la apertura ha cesado. Ambos procesos pertenecen a una serie de eventos estrechamente vinculados que ocurren a las rocas y afectan sus sistemas de porosidad y permeabilidad. Estas alteraciones son resultado de la diagénesis, en donde los carbonatos son sumamente susceptibles a sufrir cambios en su composición física o su estructura mineral.

Los procesos diagenéticos ocurridos en las rocas van a determinar el grado de preparación que se tendrá para la futura maduración de la materia orgánica, movilización a través de las redes permeables y su posible extracción.

En el caso de las rocas de estudio no se presenta un grado de diagénesis muy avanzado, de manera que, si bien la mayoría de los canales de flujo se encuentran sellados parcialmente por dos generaciones de cemento calcáreo, otros pocos presentan únicamente una fase de cementación, lo que permite el tránsito de cualquier tipo de fluido. Este hecho es relevante porque los yacimientos de Altamira y Ébano alojan hidrocarburos en las redes del fracturamiento natural, razón por la que han sido objeto de estudio en los últimos años.

Se identificó que las muestras tienen baja porosidad matricial, lo cual contribuye a impedir que la dolomitización ataque. Además, los carbonatos de la Formación Agua Nueva tienen alteraciones propias de una diagénesis temprana, existiendo menos posibilidad que la roca sea afectada por dicho proceso, de lo contrario, los núcleos de los granos cristalinos estarían destruidos, lo cual influye directamente en la porosidad y permeabilidad, ya que se pueden crear barreras que impidan la circulación de fluidos.

Las fracturas son el principal sistema poroso que gobierna en la Formación Agua Nueva, y aunque algunas han sido completamente selladas, la disolución ha creado aperturas vugulares que facilitan el movimiento del hidrocarburo en el yacimiento. El alcance resolutivo de los equipos utilizados en este trabajo, permitió observar que las muestras del campo Ébano tienen porosidad primaria conectada, sin embargo, no se distinguieron remanentes de kerógeno impregnado, descartando a tal porosidad intergranular de conducir estos aceites.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES

Las fracturas naturales tienen una función muy importante en los yacimientos no convencionales en la actualidad, ya que contribuyen a la producción de fluidos. La Formación Agua Nueva (Cretácico Superior, Turoniano) es considerada una unidad productora de hidrocarburos en yacimientos naturalmente fracturados (YNF), por lo que resulta interesante caracterizar los sistemas de porosidad dominantes y los procesos que los generan, determinando los fluidos que circulan a través de la microporosidad y sus episodios de cementación, para con ello, estimar el comportamiento del yacimiento, lo que permitiría valorar las condiciones de explotación óptimas mediante el uso de modelos.

Para entender mejor al fracturamiento se requiere de un amplio conocimiento en geología y equipo de alta resolución para su examinación. Los avances en microscopía de catodoluminiscencia (CL) y microscopía electrónica de barrido (SEM) han permitido la identificación de microfracturas y la capacidad de definir los residuos que fluyen a través de su sistema, razón por la que se consideraron ambas técnicas analíticas en este estudio.

Mediante un análisis petrográfico-microfacial, las rocas de la Formación Agua Nueva se definieron como *mudstone-wackestone* (micrita-biomicrita) con bioclastos, debido a que las muestras contienen abundante microfauna compuesta por organismos planctónicos pelágicos. Con base en los parámetros litológicos y micropaleontológicos, se asignó la microfacie estándar SMF3 propuesta por Wilson (1975), la cual reconoce que esta unidad formacional corresponde a un ambiente deposicional de plataforma de mar abierto (FZ2) y cuencas de agua profunda con sedimentación lenta (FZ1), en donde el depósito fosilífero refleja las condiciones de baja energía posiblemente debido a su condición restringida, dentro de un ambiente oceánico anóxico al que se atribuye la buena preservación de la fauna, indicando una deficiente actividad de las bacterias aeróbicas y coincidiendo con la información revisada en la literatura.

Se identificaron tres sistemas de porosidad: intergranular, de fracturas y vugular. La porosidad primaria fue muy limitada, pudiendo observarse únicamente con SEM y cuyo diá-

metro de poro promedio osciló entre los 5 y 10 μm . La porosidad secundaria (fracturamiento) dominó las redes de flujo, además de permitir una examinación a detalle del cemento precipitado que sella sus fracturas. Se encontró que tanto las macrofracturas como las microfracturas están selladas por cemento calcáreo esparítico, el cual después de ser analizado con CL presenta dos generaciones de cementación, siendo un cemento sincinemático (C2) y otro postcinemático (C3) al fracturamiento. La manifestación de textura *crack-seal* corroboró estas pulsaciones de reapertura y sellado de las microfracturas. El cemento temprano (C2) presenta una luminiscencia naranja brillante y se encarga de rellenar los poros matriciales y revestir las fracturas, principalmente, mientras que el cemento tardío (C3) precipita en los espacios abiertos que dejó el cemento sincrónico, rellenando poros y fracturas restantes. La respuesta del C3 a la CL otorga un tono rojo oscuro mate poco luminiscente, siendo así debido a que es más limpio que la generación anterior por producto de la recristalización, la cual expulsa todas las impurezas, incluido el activador Mn^{+2} . La textura cristalina en ambos cementos corresponde a mosaicos compuestos de calcitas hipidiotópicas y xenotópicas, variando en su grado de cristalinidad de subhedrales a anhedrales.

El análisis con SEM reveló el relleno de porosidad vugular por sedimento geopetal y fragmentos de cristales colapsados, apreciando el tamaño micrométrico de los cristales y su composición química mediante imágenes de analizador de elementos (EDS) que muestran sutiles diferencias de los cambios composicionales de la roca.

Las facies litológicas de la Formación Agua Nueva que fueron analizadas en este estudio corresponden a una etapa temprana de diagénesis, por lo que no presentan dolomitización, ya que dicho proceso es propio de ambientes de enterramiento profundo o zonas someras en donde la circulación de aguas es muy agitada. A consecuencia de esta diagénesis prematura, los minerales accesorios identificados estuvieron limitados a barita y pirita, contrario a como ocurre en rocas afectadas por diagénesis profunda, en donde se encuentran ampliamente distribuidos.

Entre los procesos diagenéticos interpretados están la disolución, compactación, cementación (recristalización), micritización y reemplazamiento, identificándose un régimen diagenético reconocido como ambiente del fondo marino y enterramiento superficial.

Este estudio, en conjunto, ha logrado caracterizar la petrografía de la Formación Agua Nueva, definiendo la textura y composición mineralógica matricial y de cementos con apoyo de técnicas de análisis de imágenes a múltiples escalas. Sin embargo, para enriquecer la información sobre la composición de los diferentes pulsos que originaron las generaciones de cemento, se recomienda implementar el método de inclusiones fluidas para profundizar en la temperatura alcanzada por los fluidos diagenéticos en los que se formaron los minerales calcáreo-esparíticos. De este modo, es posible encontrar inclusiones fluidas de hidrocarburos, lo que facilitaría trazar rutas de migración que permitirían reconstruir la historia de sedimentación de la cuenca con un mayor detalle.

GLOSARIO

Aloquímico: Término que designa los granos carbonáticos formados en la cuenca de sedimentación, en contraste con la matriz micrítica y el cemento calcáreo esparítico (ortoquímicos). Incluye bioclastos, intraclastos, oolitos, peloides (Folk, 1959 y 1962).

Anhedral: Cristal único o fábrica cristalina que no muestra ninguna forma cristalográfica típica definida.

Cemento postcinemático: El término centra la atención en aquel cemento que rellena a la fractura después de que su apertura (movimiento) ha cesado.

Cemento sincinemático: Comprende al cemento que sella al fracturamiento al mismo tiempo que la fractura continúa abriéndose, es decir, acompaña a la apertura de la fractura.

Drúsico: Cuando los cristales de los mosaicos presentan una transición en su tamaño, normalmente de menor a mayor y hacia el centro del poro (Flügel, 2004).

Eogénesis: Etapa más temprana de la diagénesis, previa al enterramiento profundo según la clasificación de Choquette y Pray (1970).

Esparita: Cristales de calcita equidimensionales de tamaño grande ($> 10 \mu\text{m}$), observables petrográficamente. Generalmente se utiliza para cementos carbonatados, siendo el cemento esparítico un agregado de cristales de carbonato.

Estilolita: Rasgo diagenético con superficie irregular, entrelazada, ondulada, dentada o en forma de sutura, que se observa comúnmente en las rocas carbonatadas de baja permeabilidad. Contienen residuos insolubles concentrados, tales como minerales de arcilla y óxidos de hierro. Se forman durante la diagénesis por disolución bajo presión, reduciendo el espacio poroso. Normalmente inhiben la circulación de fluidos en el subsuelo y están asociadas con las fracturas de extensión.

Euhedral: Término usado en Petrología Sedimentaria para designar la morfología de un cristal que tiene caras cristalográficas bien definidas.

Euxínico: Describe a un medio restringido en circulación de aguas, con estancamiento y en condiciones anaerobias (desoxigenado) y reductoras. Los sedimentos característicos son lodos piríticos, carbonosos, de color oscuro.

Geopetal: Las estructuras o sedimentos geopetales son frecuentes en el relleno de poros en rocas carbonatadas, con sedimento interno en la parte inferior y cemento en la superior.

Hipidiotópico: Textura cristalina formada por cristales subhedrales (Friedman, 1965).

Kerógeno: Materia precursora del petrolero, contiene entre 80-90% de la materia orgánica alojada en la roca sedimentaria, dentro de ella se encuentra en menor cantidad el bitumen que es soluble en solventes orgánicos. Bajo condiciones de presión y temperatura, el kerógeno empieza a ser inestable y para mantener el equilibrio termodinámico, se produce un reagrupamiento en su estructura produciendo la generación de hidrocarburos.

Mesogénesis: Etapa de la diagénesis de enterramiento profundo en la clasificación de Choquette y Pray (1970).

Micrita: Matriz o barro carbonatado compuesto por un agregado de cristales finos menores a 4 μm .

Mudstone: Referido a rocas carbonatadas que están compuestas por barro micrítico y menos del 10% de granos, de acuerdo con la clasificación de Dunham (1962).

Ortoesparita: Ocurre cuando la esparita se presenta como cemento calcáreo esparítico y, de acuerdo con Folk (1959), comúnmente tiene un tamaño de cristales superior a 30 μm .

Porosidad vugular: Tipo de porosidad secundaria originada por un proceso de disolución en la roca, el cual es posterior a la deposición de material. Sus bordes (producto de la disolución) presentan una forma geométrica y angulosa.

Subhedral: Término que designa la morfología de un cristal que tiene caras cristalográficas definidas parcialmente (medianamente desarrolladas).

Telogénesis: Etapa de la diagénesis que tiene lugar durante la emersión de una roca enterrada previamente, de acuerdo a la clasificación de Choquette y Pray (1970).

Wackestone: Roca carbonatada soportada por lodo calcáreo (matriz-soportada), con más del 10% de granos, de acuerdo con la clasificación de Dunham (1962).

Xenotópico: Textura cristalina en la que los cristales que integran un mosaico son anhedrales (Friedman, 1965).

BIBLIOGRAFÍA

- Adams, A. E. y Mackenzie, W. S., 1998. A colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope, London Manson Publishing, Oxford University Press, 180 p.
- Adams, A. E. y Schofield K., 1983. Recent submarine aragonite, magnesian calcite, and hematite cements in a gravel from Islay, Scotland. *Jozir. Sedim. Petr.* 53: pp. 417-421.
- Aguilera, R., 1995. Naturally Fractured Reservoirs. 2nd edn. Pennwell Publishing Company, Tulsa, Oklahoma, USA.
- Alaníz-Alvarez, S. A., P. Van der Heyden, Nieto-Samaniego, A. F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996. Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 24, pp. 443-446.
- Allen, J. R. L., 1990. Shells transport-hydrodinamics, en: Briggs, D. E. G. and Crowther, P. R., *Paleobiology (A synthesis)*, Blackwell Scientific Publications, pp. 227-229.
- Allison, P. A., 1990. Decay Processes, en: Briggs, D. E. G. and Crowther, P. R., *Paleobiology (A synthesis)*, Blackwell Scientific Publications, pp. 213-216.
- Allison, P. A., Lucas, J., Révot, J. y Tucker, M. E., 1990. Diagenesis, en: Briggs, D.E.G. and Crowther, P. R., *Paleobiology (A synthesis)*, Blackwell Scientific Publications, pp. 247-257.
- Ameen, M. S., Buhidma, I. M., y Rahim, Z., 2010. The Function of Fractures and In-Situ Stresses in the Khuff Reservoir Performance, Onshore Fields, Saudi Arabia. *AAPG Bull*, 94, pp. 27-60.
- Amieux, P., 1982. La cathodoluminescence: méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bull. Des Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 6, pp. 437-483.
- Aydin, A., 2000. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology*, pp. 17, 797-814.
- Bathurst, R. G. C., 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites: *Geol. J.*, 5, pp. 15-32.
- Bathurst, R. G. C., 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*, 2nd Edition: Elsevier, Amsterdam, pp. 475-476.
- Bathurst, R. G. C., 1980. Lithification of carbonate sediments: *Sci. Prog.*, 66, pp. 451-471.
- Berger, S. y Kaeffer, M. J., 1992. *Dasycladales: an illustrated monograph of a fascinating algal order*, Stuttgart (Thieme), 274 p.
- Blanco-Piñón, A., Maurrasse, F. J-M. R., Zavala-Díaz de la Serna, F. J., López-Doncel, R. A., Ángeles-Trigueros, S. A., Hernández-Ávila, J., Juárez-Arriaga, E., 2014. Evidencias petrográficas de estructuras de origen algal/bacteriano en carbonatos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) en Xilitla, S.L.P. México central. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 66, No. 2, pp. 397-412.
- Boggs, S., 2009. Carbonate Sedimentary Rocks. *In: Petrology of Sedimentary Rocks. Second Edition.*, Cambridge University Press, pp. 311-457.

- Bosworth, W., Khalil, S., Clare, A., Comisky, J., Abdelal, H., Reed, T. y Kokkoros, G., 2012. Integration of outcrop and subsurface data during the development of a naturally fractured Eocene carbonate reservoir at the East Ras Budran concession, Gulf of Suez, Egypt. In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. and Daniel, J.-M. (eds) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, pp. 333-359.
- BouDagher-Fadel, M. K., 2012. Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera. Office of the Vice Provost Research (OVPR), University College, London, 287 p.
- Bratton, T., Gillespie, P., Duc, N. V., Nguyen Van Que, D. V C., Hunt, D., Marcinew, R., Ray, S., Montaron, B., Nelson, R., Schoderbek, D., Sonneland, L., 2006. La naturaleza de los yacimientos naturalmente fracturados. Schlumberger: *Oilfield Review*, pp. 4-25.
- Burg, J. P., 2017. Joints. In: *Structural Geology and Tectonics*, ETH Zürich, Geologisches Institut, Switzerland, pp. 133-154.
- Busenberg, E. y Plummer, L. N., 1986. A comparative study of the dissolution and crystal growth kinetics of calcite and aragonite, in F. A. Mumpton (ed.), *Studies in Diagenesis: US Geological Survey Bulletin 1578*, pp. 139-168.
- Campa-Uranga, M. F., 1983. The tectonostratigraphic terranes and the thrust belt in Mexican territory, in *Proceedings of the Circum-Pacific Terrane Conference: Stanford, CA, Stanford University Publications, Geological Sciences*, v. 18, pp. 44-46.
- Campa, U. M. F. y Coney, P. J., 1983. Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution in México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, pp. 1040-1051.
- Campa, M. F., 1985. The mexican thrust belt, in Howell, D. G., ed., *Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy Mineral Resources, Earth Science Series*, v. 1, pp. 299-313.
- Cantú-Chapa, A., 1969. Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México: *Revista del IMP*, v. 1, pp. 71-72.
- Cantú-Chapa, A., 1971. La serie Huasteca (Jurásico Medio-Jurásico Superior) del centro-este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 3, No. 2, pp. 17-39.
- Carlson, W. D., 1983. The polymorphs of CaCO₃ and the aragonite-calcite transformation, in R. J. Reeder (ed.), *Carbonates: Mineralogy and Chemistry: Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy 11*, pp. 191-225.
- Carrillo-Bravo, J., 1971. La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 22, 117 p.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I., y González-Naranjo, G. A., 2005. La falla San Marcos: una estructura Jurásica de basamento multireactivada del noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, No. 1, pp. 27-52.
- Chávez-Cabello, G., 2016. La Sierra Madre Oriental de México, un cinturón orogénico de pliegues y cabalgaduras de la Cordillera de Norteamérica: *Revista de divulgación científica y tecnológica de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL)*, Ed: 20-85, año 19, No. 82.

- Chiericci, G. L., 1994. Principles of Petroleum Reservoir Engineering, v. 2, Springer Verlag.
- Choquette, P. W. y Pray, L. C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 54, pp. 207-250.
- Choquette, P. W. y James, N. P., 1987. Diagenesis 3. Limestones: The deep burial environment: *Geosci. Can.*, 14, reprinted by permission of the Geological Association of Canada, pp. 3-35.
- Coney, P. J., 1973. Plate tectonics of marginal foreland thrust-fold belts: *Geology*, v. 3, pp. 131-134.
- Coney, P. J., y Evenchick, C. A., 1994. Consolidation of the American Cordilleras: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, No. 3/4, pp. 241-262.
- Cooper, M., 2007. Structural style and hydrocarbon prospectivity in fold and thrust belts: a global review: Geological Society of London, special publication, v. 272, pp. 447-472.
- Corbett, P. W. M., Geiger, S., Borges, L., Garayev, M. y Valdez, C., 2012. The third porosity system: understanding the role of hidden pore systems in welltest interpretation in carbonates. *Petroleum Geoscience*, 18, pp. 73-81.
- Coy-YII, R., 1970. Quelques aspects de la cathodoluminescence des minéraux: *Chemical Geology*, 5, pp. 243-254.
- Dapples, E. C., 1979. Silica as an agent in diagenesis. In: *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. Developments in Sedimentology. 25 A.* Elsevier 579 p.
- De Cserna, Z., 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F. XX Congreso Geológico Internacional, 87 p.
- De Cserna, Z., 1970. Mesozoic Sedimentation, Magmatic Activity and Deformation of Northern Mexico: in Seewald, K., y Sundeen, D., eds., *The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt, a Symposium in Honor of Prof. Ronald, K. De Ford*: Midland, West Texas Geological Society, pp. 99-117.
- De Cserna, Z., 1989. An outline of the geology of Mexico: *The Geology of North America-An overview*: v. A, The Geological Society of America, pp. 233-264.
- Delgado-Argote, L. A., y Morales-Velázquez, J. E., 1984. Rasgos geológicos y económicos del complejo básico-ultrabásico de El Tamarindo, Guerrero: *Revista GEOMIMET*, v. 128, pp. 81-96.
- Dickinson, W. R., y Snyder, W. S., 1978. Plate tectonics of Laramide Orogeny: *Geological Society of America Memories*, v. 151, pp. 355-370.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, v. 1, pp. 108-121.
- Dyke, C. C., 1995. How sensitive is natural fracture permeability at depth to variation in effective stress?, in L. R. Myer, N. G. W. Cook, R. E. Goodman, and C.-F. Tsang, eds., *Fractured and jointed rock masses*: Rotterdam, Balkema, pp. 81-88.
- Ebers, M. L., y Kopp, O. C., 1979. Cathodoluminescent microstratigraphic gangue dolomite, the Mascot-Jefferson City district, Tennessee: *Economic Geology*, 74, pp. 908-918.
- Eguiluz de A. S., Aranda-García, M., y Marrett R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Occidental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, pp. 1-26.

- Escobar, F. H., 2012. Fundamentos de ingeniería de yacimientos. Editorial Universidad Surcolombiana, Neiva, Huila, Colombia. Primera edición, pp. 40-42.
- Esteban, M. y Taberner, C., 2003. Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines. *Journal of Geochemical Exploration* 78, pp. 355-359.
- Fairchild, I. J., 1983. Chemical controls of cathodoluminescence of natural dolomites and calcites: new data and review. *Sedimentology*, 30, pp. 579-583.
- Farouq, S. M., Jones J. A. y Meldau R. F., 1997. *Practical Heavy Oil Recovery*.
- Feazel, C. T. y Schatzinger, R. A., 1985. Prevention of carbonate cementation in petroleum reservoirs, in Schneidermann and Harris (eds.), *Carbonate Cements: Special Publication*, 36, pp. 97-106.
- Fernández, S., 2000. *Temas de Tafonomía*, Madrid, España. Departamento de paleontología, Universidad Complutense de Madrid.
- Fernández, O., Kieft, R., Dee, S., Sanderson, D., Bowman, A. y Evans, P., 2011. The role of fractures in reservoir compartmentalization (abstract). NARG, Naturally fractured reservoirs: outcrop analogues, subsurface studies and case histories, 10-11 January 2011. Manchester University, workshop programme and abstracts, 20 p.
- Fischer, A. G. y Bottjer, D. J., 1995. Oxygen-depleted waters: a lost biotope and its role in ammonite and bivalve evolution, *Neues Jahrb Geol Palaontol Abh*, 195, pp. 133-146.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P. y Tolson, G., 2011. Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain fold-thrust belt: *Geological Society Special Publication*, v. 349, pp. 149-167.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G. y Van der Pluijm, B., 2014. Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold- Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults. *Int. Geol. Rev.*, v. 56, pp. 734-755.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolanos-Rodriguez, D., Ortega-Flores, B., y Vázquez-Serrano, A.V., 2012. The role of folding in the development of the Mexican fold- and-thrust belt: *Geosphere*, v. 8, pp. 931-949.
- Flügel, E., 2004. *Diagenesis, porosity and dolomitization: Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Applications*. Springer-Verlag, Berlin. pp. 103-334.
- Folk, R. L., 1959. Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43(1), pp. 1-38.
- Folk, R. L., 1962. Spectral subdivision of limestones types, en Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 1, pp. 62-84.
- Folk, R. L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones, in Pray, L. C. and R. C. Murray (eds.), *Dolomitization and Limestone Diagenesis: SEPM Special Publication* 13, pp. 14-48.
- Folk, R. L., 1980. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas: Hemphill publishing company.

- Frank, J. R., Carpenter, A. B. y Oglesby, T. W., 1982. Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk limestone (upper Cambrian), southeast Missouri. *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, pp. 631-638.
- Freeman, T., 1971. Morphology and composition of an Ordovician vadose cement. *Nature*, 233, pp. 133-134.
- Friedman, G. M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of sedimentary petrology*, 35, pp. 643-655.
- Friedman, G. M., Gebelein, C. D. y Sanders, J. E., 1971. Micrite envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin: *Sedimentology*, 16, pp. 89-96.
- Gale, J. F. W., 2002. Specifying lengths of horizontal wells in fractured reservoirs: Society of Petroleum Engineers Reservoir Evaluation and Engineering, SPE Paper 78600, pp. 266-272.
- Gale, J. F. W., 2004. Self-organization of natural mode-I fracture apertures into power-law distributions. In: 6th North America Rock Mechanics Symposium, Rock Mechanics Across Borders and Disciplines, 5-9 June, Houston, TX; ARMA/NARMS 04-488, CD ROM, 13 p.
- Gamper, M. A., 1977. Estratigrafía y microfácies Cretácicas del anticlinorio Huizachal-Peregrina (Sierra Madre Oriental). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, No. 2, pp. 1-17.
- Goldhammer R. K., P. J. Lehmann, R. G. Todd, J. L. Wilson, W. C. Ward y C. R. Johnson, 1991. Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM), 85 p.
- Goldhammer, R. K., 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, EUA, Geological Society of America Special Paper, 340, pp. 1-58.
- Goldhammer, R. K. y Johnson, C. A., 2001. Middle Jurassic-Uper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim: in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*: American Association of Petroleum Geologists Memoir., v. 75, pp. 45-81.
- Goldstein, J., Nwebuty, D., Joy, D., Lyman, C., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L. y Michael, J., 2003. *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis*, Springer (third edition), pp. 19-21.
- González G. R. y Holguín Q. N., 1991a. Geology of the Source Rocks of Mexico. Source-Rock Geology, in XIII World Petroleum Congress, Topic 2, Forum with Posters, pp. 1-10, Buenos Aires, Argentina.
- González, G. R., y Holguín, Q. N., 1991b. Las rocas generadoras de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 59, No. 1-2, pp. 16-30.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E. y Camprubí, A., 2007. Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 59, No. 1, pp. 43-62.

- Gray, G. G. y Johnson, C. A., 1995. Structural and Evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo-Monterrey Corridor. American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, Houston, TX, pp. 1-16.
- Gray, G. G. y Lawton, T. F., 2011. New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE México. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 63, pp. 333-343.
- Gudmundsson, A. y Lotveit, I. F., 2012. Sills as fractured hydrocarbon reservoirs: examples and models. *In: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. and Daniel, J. M. (eds.) Advances in the Study of Fractured Reservoirs.* Geological Society, London, Special Publications, 374, pp. 251-271.
- Harris, P. M., Kendall C. G. y Lerche, I., 1985. Carbonate cementation - a brief review, in *Carbonate Cements: Paleontologists and Mineralogists Special Publication 36*, reprinted by permission of SEPM, Tulsa, OK., 83 p.
- Hernández-Romano, U., Aguilar-Hernández, A., Argueta-González, J. L., Cárdenas-Hernández, R. S., Hernández-Martell, R., Jaques-Escobosa, F., Mena-Sánchez, E., Morales-Marín, J., Cruz-Hernández, M. M. y Marhx-Rojano, M. A., 2001. Estudio estratigráfico, sedimentológico y diagenético de las formaciones Tepexic y Huehuetepec, parte norte del área Mecapalapa, Reporte Interno Pemex Exploración y Producción.
- Hirsch, R. L., 2005. The Inevitable Peaking of World Oil Production. *The Atlantic Council of the United States* 16(3):10.
- Hooker, J. N., Gomez, L. A., Laubach, S. E., Gale, J. F. W. y Marrett, R., 2012. Effects of diagenesis (cement precipitation) during fracture opening on fracture aperture size scaling in carbonate rocks. *In: Garland, J., Neilson, J.E., Laubach, S.E., Whidden, K.J. (eds.), Advances in Carbonate Exploration and Reservoir Analysis,* Geological Society of London, Special Publication, v. 370, pp. 187-206.
- Hooker, J. N., Laubach, S. E., y Marrett, R., 2014. A universal power-law scaling exponent for fracture apertures in sandstones. *Bulletin of the Geological Society of America.*, v. 126 (9-10), pp. 1340-1362.
- Hulin, C. D., 1929. Structural control of ore deposition: *Economic Geology*, v. 24, pp. 15-49.
- Humphrey, W. E., 1956. Tectonic framework of northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 6, pp. 25-35.
- Humphris, Jr., C. C., 1979. Salt movement on continental slope, northern Gulf of Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, v. 66, pp. 782-798.
- Ifrim, Ch. y Stinnesbeck, W., 2007. Early Turonian ammonites from Vallecillo, north-eastern Mexico: taxonomy, biostratigraphy and palaeobiogeographical significance, *Cretaceous Research*, v. 20, 23 p.
- James, N. P. y Ginsburg, R. N., 1979. The Seaward Margin of Belize Barrier and Atoll Reefs: *International Association of Sedimentologists Special Publication* 3.
- James, N. P. y Choquette, P. W., 1983a. Diagenesis 5. Limestones: Introduction: *Geosci. Can.*, 10, pp. 159-161.

- James, N. P. y Choquette, P. W., 1983b. Diagenesis 6. Limestones: The sea floor diagenetic environment: *Geosci. Can.*, 10, reprinted by permission of the Geological Association of Canada, pp. 162-179.
- James, N. P. y Choquette, P. W., 1984. Diagenesis 9. Limestones: The meteoric diagenetic environment: *Geosci. Can.*, 11, pp. 161-194.
- Kennett, J. P., 1982. *Marine Geology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Kranz, R. L., 1983. Microcracks in rocks: a review. *Tectonophysics.*, v. 100, pp. 449-480.
- Lamadrid, H. M., 2009. Petrología y diagénesis de las dolomías con alta porosidad de la Sonda de Campeche, Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 154 p.
- Land, L. S., 1986. Limestone diagenesis - some geochemical considerations, in Mumpton, F. A. (ed.), *Studies in Diagenesis: US Geological Survey Bulletin 1578*, pp. 129-137.
- Lander, R. H., Gale, J. F. W., Laubach, S. E. y Bonnell, L. M., 2002. Interaction between quartz cementation and fracturing in sandstone. *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, Abstracts 11 (CD)*.
- Latil, M., 1980. *Enhanced oil recovery*. Institut Français du Pétrole. Editions Technip, France.
- Laubach, S. E., 1988. Subsurface fractures and their relationship to stress history in east Texas basin sandstone: *Tectonophysics*, v. 156, pp. 37-49.
- Laubach, S. E., 1997. A method to detect natural fracture strike in sandstones: *AAPG Bulletin*, v. 81, pp. 604-623.
- Laubach, S. E., 2003. Practical approaches to identifying sealed and open fractures. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin.*, v. 87, pp. 561-579.
- Laubach, S. E., Reed, R. M., Olson, J. E., Lander, R. H. y Bonnell, L. M., 2004. Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: cathodoluminescence observations of regional fractures. *Journal of Structural Geology.*, v. 26, pp. 967-982.
- Laubach, S. E., y Ward, M. E., 2006. Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca Formation, NE Mexico. *Tectonophysics* 419 (1-4), pp. 75-97.
- Laubach, S. E., y Díaz-Tushman, K., 2009. Laurentian paleostress trajectories and ephemeral fracture permeability, Cambrian Eriboll Formation sandstones west of the Moine thrust zone, north-west Scotland: *Journal of the Geological Society*, v. 166, pp. 349-362.
- Lehmann, C., Osleger D. A. y Montanez, I. P., 1998. Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, pp. 1109-1130.
- Lloyd, R. M., 1977. Porosity reduction by chemical compaction – stable isotope model: *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 61, 809 p.
- Lonergan, L., Jolly, R. J. H., Rawnsley, K. y Sanderson, D. J., 2007. *Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, 270 p.

- Long, J. V. P. y Agrell, S. O., 1965. The cathodo-luminescence of minerals in thin section. *Mineralogical Magazine*, 34, pp. 318-326.
- Longman, M. W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic carbonates: *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 64, pp. 461-487.
- López-Doncel, R., 2003. La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.*, v. 20(1), pp. 1-19.
- Lucas, J. J., 2017. Los óxidos de manganeso (dendritas). En: *Blog de campo y minerales: blog de campo, fotografía de fauna y flora*. Albacete, España, 1 p.
- Machel, H. G., 2000. Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In: Pagel, Barbin, Blanc, Ohnenstetter, eds. *Cathodoluminescence in Geoscience*, Springer, N.Y., pp. 271-301.
- Machel, H. G. y Burton, E. A., 1991. Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite and their implications for studies of carbonate diagenesis. In Barker, Ch.E. y Kopp, O. C., eds., *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications*, pp. 37-57, SEPM short course 25, Tulsa.
- Machel, H. G., Mason, R. A., Mariano, A. N. y Mucci, A., 1991. Causes and measurements of luminescence in calcite and dolomite. In Barker, Ch.E. y Kopp, O. C., eds., *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications*, pp. 9-25, SEPM short course 25, Tulsa.
- Maldonado-Koerdell, M., 1956. Peces fósiles de México III. Nota preliminar sobre peces del Turoiano Superior de Xilitla, San Luis Potosí, México: *Ciencia, México*, 16, pp. 31-36.
- Marrett, R., 1997. Permeability, porosity and shear-wave anisotropy from scaling of open fracture populations. In Hoak, T.E., Klawitter, A.L., and Blomquist, P. K. (eds.): *Fractured Reservoirs: Characterization and Modeling Guidebook*, Rocky Mountain Association of Geologists, pp. 217-226.
- Marrett, R. y Aranda-García, M., 1999. Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico, in: *Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin systems of the Sierra Madre Oriental: A field book and related papers*. South Texas Geological Society, American Association of Petroleum Geologists.
- Marshall, D. J., 1978. Suggested standards for the reporting of cathodoluminescence results. *Jour. Sedim. Petrol.*, 48, pp. 651-653.
- Marshall, D. J., 1988. *Cathodoluminescence of geologic materials*: Boston, Unwin Hyman, 146 p.
- Martin, H. y Zeegers, H., 1969. Cathodo-luminescente et distribution du manganése dans les calcaires et dolomites du Toumaisien supkrieur au Sud de Dinant (Belgique). Paris, pp. 1922-1924.
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran: *Journal of Structural Geology*, v. 26, No. 3, pp. 519-535.
- Meissner, F. F. y Thomasson, M. R., 2001. Exploration opportunities in the Greater Rocky Mountain Region, USA. In: Downey, M. W., Threet, J. C. and Morgan, W. A. (eds.) *Petroleum Provinces of the 21st Century*. AAPG, Tulsa, Memoir, 74, pp. 201-240.

- Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., y Llovet, X., 2010. Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 62, No. 1, 23 p.
- Meyers, W. J., 1978. Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of south western New Mexico. *Sedimentology*, 25, pp. 371-400.
- Michalzik, D., 1988. Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, México: Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Darmstadt, Deutschland, Technischen Hochschule Darmstadt, Tesis Doctoral, 247 p.
- Miller, J., 1988. Microscopical techniques: 1. Slices, slides, stains and peels. In: Tucker, M. ed., *Techniques in Sedimentology*, Oxford, Balckwell, pp. 86-107.
- Milliman, J. D., 1974. *Marine Carbonates*: Springer-Verlag, New York, N.Y., 258 p.
- Moore, C. H., 1989. Carbonate Diagenesis and Porosity: *Developments in Sedimentology* 46, reprinted by permission of Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 44-181.
- Muir, J. M., 1934. Limestone reservoir rocks in the Mexican oil field: in *Problems of petroleum geology*: Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, pp. 377-398.
- Nava, P. L. y Alegría, L. M. A., 2001. Los Sistemas Petroleros de la Región de Tampico-Misantla, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería-UNAM.
- Nelson, R. A., 1985. *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*: Houston, Gulf Publishing, 320 p.
- Nelson, R. A., 2001. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Houston: Gulf Publishing.
- Nieto-Samaniego, A. F., y Alaniz-Álvarez, S. A., 2007. *Apuntes de Geología Estructural, Geometría de fallas a profundidad*. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, Juriquilla, Querétaro.
- Nieto-Serrano, J. O., 2010. *Análisis Estratigráfico de la Secuencia Sedimentaria del Grupo Chicon-tepec*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería-UNAM.
- Odling N. E., Gillespie P., Bourgnie B., Castaing C, Chilés J-P., Christensen N. P., Fillion E., Genter A., Olsen C., Thrane L., Trice R, Aarseth E, Walsh J. J. y Watterson J., 1999. Variations in Fracture System Geometry and Their Implications for Fluid Flow in Fractured Hydrocarbon Reservoirs. *Petroleum Geoscientist* v. 5, No. 4, pp. 373-384.
- Ortega, O. J., Gale, J. F. W., y Marrett, R., 2010. Quantifying diagenetic and stratigraphic controls on fracture intensity in platform carbonates: An example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 32, pp. 1943-1959.
- Ortega, O. J., Marrett, R. A., y Laubach, S. E., 2006. A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG Bulletin*, v. 90 (2), pp. 193-208.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982. *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico*: The University of Texas at Austin, Ph.D. Dissertation, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1986. Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 25, No. 1, pp. 157-206.

- Padilla y Sánchez, R. J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto del Golfo de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo LIX, No. 1, pp. 19-42.
- Park M. H. y Fürsich F. T., 2001. Cyclic nature of lamination in the Tithonian Solnhofen Plattenkalk of southern Germany and its palaeoclimatic implications. *Int. Journ. Earth Sci.* 90, pp. 847-854.
- Pemex Exploración y Producción (Pemex). Román Ramos, J., Lara Rodríguez, J., Patiño Ruiz, J., Clara Valdez, L., Mata Jurado, M., Mora Oropeza, G., Miranda Canseco, E., Hernández Romano, U., Navarro Vaca, F. y Gómez Rodríguez, R., 2013. Provincia Petrolera Tampico-Misantla. *Petróleos Mexicanos*, v.2, 48 p.
- Pindell, J. L. y Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update: *Geological Society of London*, v. 328, pp. 1-55.
- Prost, G., y Aranda, M., 2001. Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico, in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, pp. 271– 291.
- Quezada-Muñetón, J. M., 1990. El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario inferior en la Sierra de Chiapas. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 39, pp. 3-98.
- Ramsay, J. G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation: *Nature (London)*, v. 284, No. 5752, pp. 135-139.
- Rangel, E., 2012. *El Futuro de la Producción de Aceite en México: Recuperación Avanzada y Mejorada IOR-EOR*; CNH.
- Reed, R. M., y S. E. Laubach, 1996. The role of microfractures in the development of quartz overgrowth cements in sandstone: new evidence from cathodoluminescence studies (abs.): *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 28, No. 7, pp. A-280.
- Reed, S. J. B., 2005. *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*: Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 201 p.
- Reimer, L., 1998. *Scanning Electron Microscopy, physics of image formation and microanalysis, optical sciences*, Springer (second edition), v. 45, pp. 1-12.
- Richter, D. K. y Füchtbauer, H., 1978. Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons: *Sedimentology*, 25, pp. 843-861.
- Robin, P. F., 1978. Pressure solution at grain-to-grain contacts: *Geochim. Cosmochim., Acta*, 42, pp. 1383-1389.
- Robin, C., 1982. México, *in*: R.S. Thorpe Ed., *Andesites*: John Wiley and Sons, N.Y., pp. 137-147.
- Rossi, C., 2010. Introducción a la diagénesis de rocas carbonáticas. En *Arche, Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, Madrid: Consejo superior de investigaciones científicas, pp. 1105-1182.

- Rotevatn, A. y Bastesen, E., 2012. Fault linkage and damage zone architecture in tight carbonate rocks in the Suez Rift (Egypt): implications for permeability structure along segmented normal faults. In: Spence. *In*: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. and Daniel, J. M. (eds.) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, pp. 79-95.
- Sagemann, B. B., Wignall, P. B. y Kauffman, E. G., 1991. Biofacies models for organic-rich facies in epicontinental seas: Tool for paleoenvironmental analysis, in *Cycles and Events in Stratigraphy*, Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A., eds., Springer-Verlag, Berlin, pp. 542-564.
- Salvador, A. 1987. Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 71, pp. 419-451.
- Salvador, A., 1991. Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, pp. 389-444.
- Sandberg, P. A., 1983. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy: Nature, pp. 19-22.
- Santana-Salas, L. A., 2012. Análisis de microfacies y paleoictiología de la Formación Agua Nueva (Cretácico Superior) en la Sierra de San Carlos, Tamaulipas, México. Facultad de Ciencias de la Tierra-Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de maestro, 131 p.
- Schlanger, S. O. y Jenkins, H. C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences, *Geologie en Mijnbouw*, 55: pp. 179-184.
- Scholle, P.A. y Halley, R. B., 1985. Burial diagenesis: out of sight out of mind, in Schneidermann, N. and P.M. Harris (eds.), *Carbonate Cements: SEPM Special Publication 36*, pp. 309-334.
- Schwans, P., Lukas, T. C., Gross, M., Cohen, M., Bird, D. S., Hindlet, F y Zauderer, K., 2009. Development challenges in a fracture-enhanced carbonate grainstone reservoir, Polvo Field, Brazil from reservoir characterization to Dynamic model. *In*: AAPG Annual Convention and Exhibition, Denver, Colorado, 7-10 June. AAPG, Search and Discovery Article, 20079.
- Seilacher, A., 1990. Taphonomy of Fossil-Lagerstätten (an overview), en: Briggs, D. E. G. and Crowther, P. R., *Paleobiology (A synthesis)*, Blackwell Scientific Publications, pp. 266-270.
- Sellwood, B. W., Shepherd, T. J., Evans, M. R. y James, B., 1989. Origin of late cements in oolitic reservoir facies: a fluid inclusion and isotopic study (Mid-Jurassic, southern England): *Sediment. Geol.*, 61, pp. 223-237.
- Serrano, E. S. y Zamudio, L. S., 2013. Proyecto F.40479, Selección y validación a escala de laboratorio de procesos de recuperación mejorada miscible, térmico o químico para yacimientos del Activo Integral Poza Rica Altamira. Reporte interno, Instituto Mexicano del Petróleo.
- Shinn, E. A. y Robbin, D. M., 1983. Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones: *J. Sediment. Petrol.*, 53, pp. 595-618.
- Sohl, N. F., Martínez, E., Salmerón-Ureña, P., y Soto-Jaramillo, F., 1991. Upper Cretaceous, in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. J, pp. 205-244.

- Sommer, S. E., 1972. Cathodoluminescence of carbonates: 1 - Caracterización de cathodo-luminiscencia from carbonate solid solutions. 2 - Geological applications. *Chemical Geol.*, 9: pp. 257-273 y 275-284.
- Sonntag, R., Evans, J. P., La Pointe, P., Deraps, M., Sisley, H. y Richey, D., 2012. Sedimentological controls on the fracture distribution and network development in Mesaverde Group sandstone lithofacies, Uinta Basin, Utah, USA. *In*: Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. and Daniel, J. M. (eds.) *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 23-50.
- Spence, G. H., Redfern, J., Aguilera, R., Bevan, T. G., Cosgrove, J. W., Couples, G. D. y Daniel, J. M., 2014. *Advances in the Study of Fractured Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, v. 374, pp. 1-22.
- Suter, M., 1991. Carta Geológica de México, Hoja Tamazunchale, 14Q-e (5), 1:1000000: México D.F., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 1 mapa y texto explicativo.
- Tardy, M., 1980. Contribution a l'étude Geologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Université Pierre et Marie Curie de Paris, Tesis doctoral, 445 p.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J. y Grajales, J. M., 1999. A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, in: Bartolini, C.; Wilson, J. L.; Lawton, T. F. eds. *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México*. Boulder, Colorado, Geological Society of North America, Special Paper 340, pp. 1-58.
- Torres-Ramos, J. A., 2011. Análisis geométrico y cinemático del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental entre los cañones La Boca y Santa Rosa, Estado de Nuevo León. Linares, Nuevo León, México. Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría, 117 p.
- Toscano, M. y Donaire T., 2008. Las mineralizaciones de manganeso de Morante y Soloviejo. En: Olías Álvarez, M., et al.: *Geología de Huelva: Lugares de interés geológico (segunda edición)*, Universidad de Huelva, pp. 114-115.
- Tucker, M. E., 1991. *Sedimentary petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Second edition, Blackwell Scientific Publications, 251 p.
- Tucker, M. E. y Wright, V. P., 1990. *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Science, 496 p.
- Valencia-Islas, J. J, Hernández-Jauregui, R., Jacobo-Albarrán, J., 2004. Edad y cinemática de la deformación de la Orogenia Laramide en el área de Vizarron y San Joaquín, en el estado de Querétaro, México. *Instituto Mexicano del Petróleo, GEOS*, v. 24, No. 2.
- Valero, B. L., y Gisbert, J., 1993. Catodoluminiscencia de carbonatos lacustres pérmicos de los Pirineos Occidentales: un modelo de cementación temprana en paleoacuíferos meteóricos asociados a lagos. Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza, España, 26 p.
- Vázquez, G., 2016. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). *Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Clase 4: Diagénesis*, 39 p.
- Wardlaw, N., Oldershaw, A. y Stout, M., 1978. Transformation of aragonite to calcite in a marine gastropod: *Can. J. Earth Sci.*, pp. 1861-1866.

- Wesson, L. L. y Harwell, J. H., 2000. Surfactant adsorption in porous media. En *Surfactants: Fundamentals and Applications in the Petroleum Industry*, Ed. Schramm, L.L., Cambridge University Press.
- Williams-Rojas, C. T. y Hurley, N. F., 2001. Geologic controls in reservoir performance in Muspac and Catedral gas fields, Southeastern Mexico, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A., (Editores), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*.
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate facies in geologic history, New York, Springer-Verlag, 471 p
- Winker, C. D., y Buffler, R. T., 1988. Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, v. 72, pp. 318-346.
- Worden, R. H. y S. D. Burley, 2003. Sandstone diagenesis: The evolution of sand to stone, in *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*: Blackwell, Malden, MA, pp. 3-44.
- Zhou, Y., Murphy, M. A. y Hamade, A., 2006. Structural development of the Peregrina-Huizachal anticlinorium, Mexico. *Journal of Structural Geology*, v. 28, pp. 494-507.
- Zwanzinger, J. A., 1979. Provincias mesozoicas productoras en el Noreste de México: *Ingeniería Petrolera*, v. 19, No. 3, pp. 35-40.

APÉNDICE A

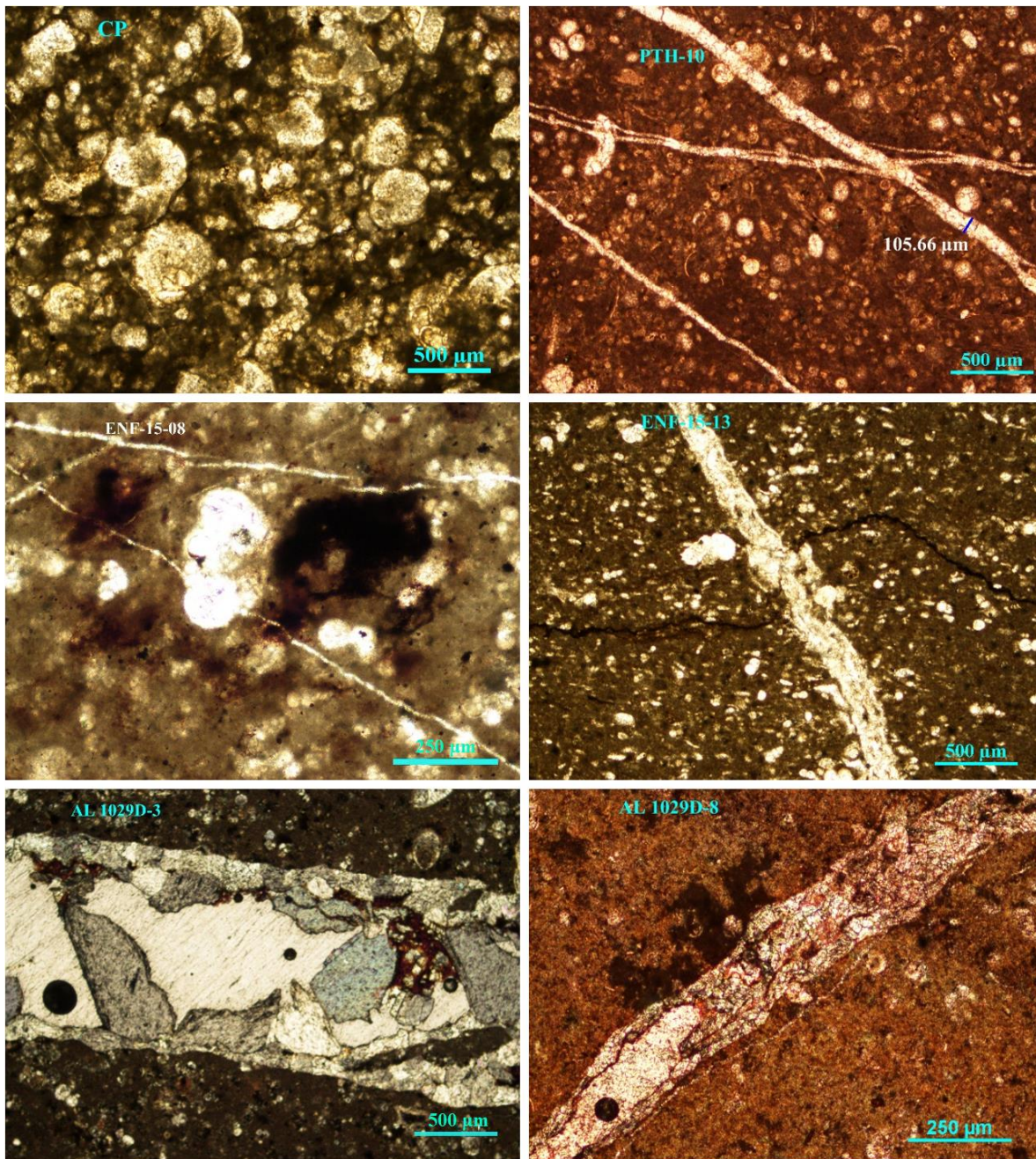
En la redacción del presente trabajo de tesis, se han empleado algunos términos utilizando únicamente sus siglas o abreviaturas. Por ello, la tabla A.1 desglosa los significados adaptados para evitar ambigüedad en la lectura.

Tabla A.1. Nomenclatura utilizada y su significado.

TÉRMINO	SIGNIFICADO	TÉRMINO	SIGNIFICADO
API	<i>American Petroleum Institute</i>	km	Kilómetro
BSE	Electrones retrodispersados	LV	Bajo vacío
C1	Calcita micrítica	M	Micrita
C2	Cemento sincinemático	Ma	Millones de años
C3	Cemento postcinemático	mA	Microamperios
CE	Calciesfera	mm	Milímetro
CL	Catodoluminiscencia	NL	No luminiscente
cm	Centímetro	OAE	Evento Oceánico Anóxico
CPCM	Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano	OX	Óxido diseminado
CPSC	Cuenca de Parras-San Carlos	P	Porosidad
CTM	Cuenca Tampico-Misantla	Pa	Pascal
CV	Cuenca de Veracruz	PM₁	Puente mineral intacto
E	Esparita	PM₂	Puente mineral con superficie ancha
EDS	Espectrómetro de energía dispersiva	ppm	Partes por millón
EPC	Ébano-Pánuco-Cacalilao	PVug	Porosidad vugular
ES	Espícula	RD	Radiolario
ESEM	Microscopio electrónico de barrido ambiental	RK	Remanente de kerógeno
EST	Estilolita	SE	Electrones secundarios
F	Filamento	SE_I	Electrones incidentes
FAN	Formación Agua Nueva	SE_{II}	Electrones de salida
FC	Fractura de cizalla	SEM	Microscopía Electrónica de Barrido
FVTM	Faja Volcánica Transmexicana	SMF	Microfacies estándar
FZ	Zona de facies	SMO	Sierra Madre Oriental
GT	Globotruncana	TOC	Carbono Orgánico Total
HBG	Hedbergella	YNF	Yacimiento naturalmente fracturado
HV	Alto vacío	µm	Micrómetro

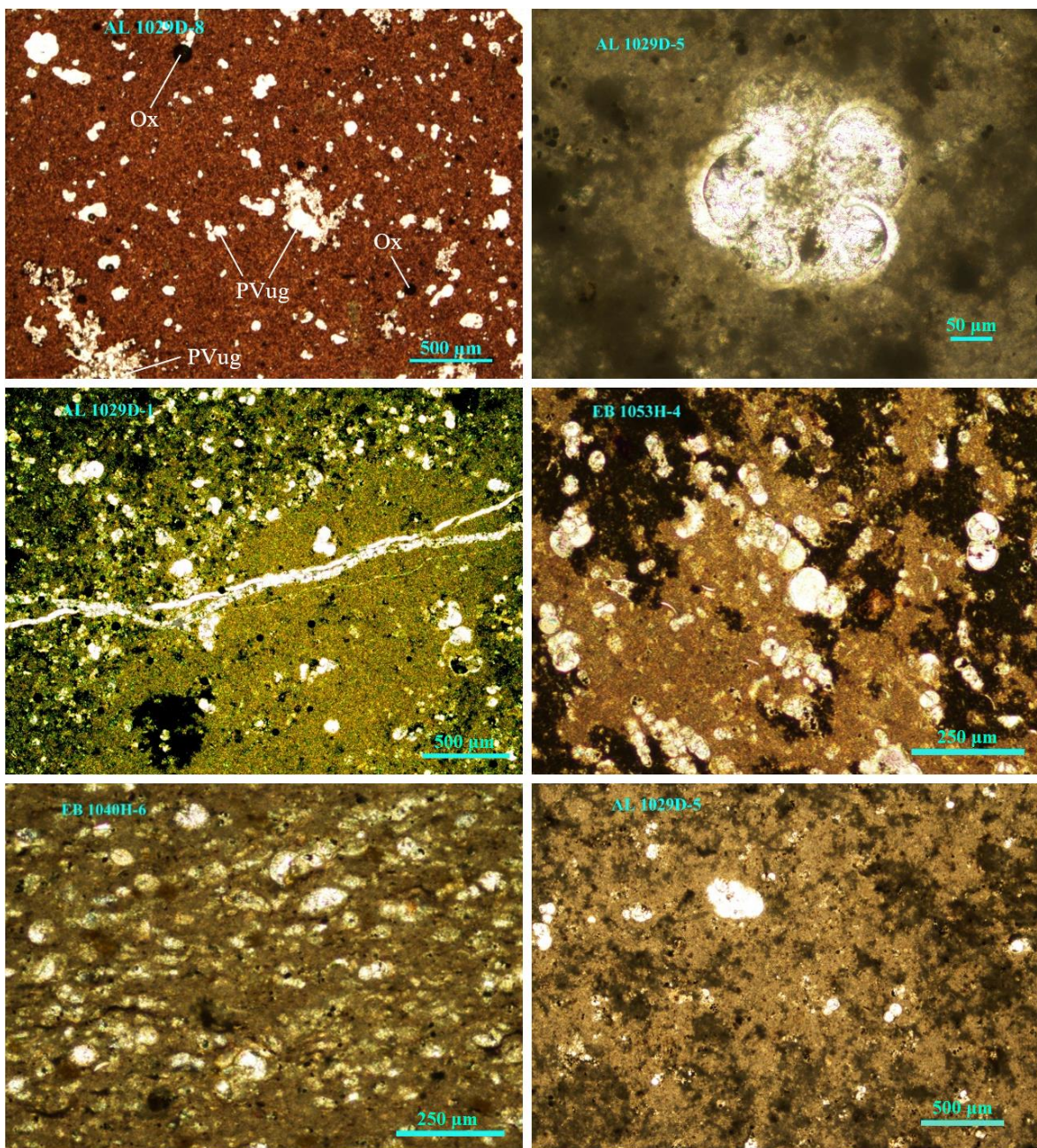
APÉNDICE B

Fotomicrografías de las láminas delgadas complementarias al estudio petrográfico, utilizadas para determinar la composición promedio de la roca y sus propiedades.



Se observa una textura *mudstone/wackestone* con componentes de origen orgánico mayores al 10% del total de la muestra, con un tamaño menor a 2 mm. Están sostenidos en una matriz micrítica con fábrica soportada por lodo calcáreo. El contenido microfaunístico está

compuesto por foraminíferos planctónicos diversos. Las microfracturas selladas por cemento esparítico gobiernan el sistema poroso que rige en la roca. Se manifiestan remanentes de kerógeno en zonas cercanas a las fracturas o impregnando algunos vúgulos.



Los restos orgánicos mantienen una buena preservación, indicando un ambiente de sedimentación lenta en donde dominaron aguas con circulación restringida y poca agitación, típico en zonas de plataforma de mar abierto y cuencas de agua profunda. La disolución es de los principales procesos diagenéticos involucrados, estando asociada a una diagénesis temprana.