



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PETROLOGÍA Y DIAGÉNESIS DE LAS DOLOMÍAS CON ALTA
POROSIDAD DE LA SONDA DE CAMPECHE

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

HÉCTOR MANUEL LAMADRID DE AGUÍNACO

JURADO EXAMINADOR

- 1) JORDI TRITLLA I CAMBRA
- 2) ENRIQUE HERNÁNDEZ MARTÍNEZ
- 3) DANTE MORÁN ZENTENO
- 4) GILLES LEVRESSE
- 5) RICARDO BARRAGÁN MANZO



NOVIEMBRE 2009



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Al personal de PEMEX Exploración y Producción Ing. Ernesto Miranda, Ing. Vicente Ortega y Ing. Marcos Flores, por su participación en la planeación, realización y concesión de las muestras de rocas e información con las que se realizó este proyecto, así como a la Subdirección Técnica de Exploración de la Gerencia de Tecnologías de Exploración y al Ing. Francisco Sánchez de Tagle, por el permiso de publicación de esta tesis.

Al personal de REPSOL YPF, Dr. Claudio Bartolini, por su apoyo en la planeación y realización del proyecto y al Dr. Mateu Esteban por su gran apoyo en la selección y descripción de los núcleos, así como por sus comentarios y sugerencias a lo largo del proyecto y la realización de la tesis.

Al convenio REPSOL YPF-UNAM (2006) por medio del cual se financió el proyecto.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por los fondos otorgados para mi supervivencia durante la primera parte de la maestría.

A la Coordinación de Estudios de Posgrado (CEP) por su apoyo en la impresión de esta tesis, así como por la beca “Fomento a la titulación”.

Quiero agradecer a mis asesores y sinodales Dr. Jordi Tritlla (director de tesis) y Dr. Gilles Levresse por todo su apoyo, sugerencias, comentarios, comprensión, regaños, ausencias, momentos de estrés y amistad, que desde la tesis de licenciatura y a lo largo de toda la maestría me han brindado. Su compañía y guía me han forjado como estudiante y me han encaminado por el a veces incomprensible pero divertido camino de la ciencia.

También quiero agradecer a mis sinodales Dr. Dante Moran Zenteno, Dr. Ricardo Barragan y Dr. Enrique Martínez Hernández, por sus atinados comentarios, sugerencias y críticas a este trabajo, las cuales sin duda ayudaron a focalizar y mejorar esta tesis.

Al personal del Posgrado de Ciencias de la Tierra y muy especialmente a la Lic. Martha Pereda por su apoyo durante los procesos de inscripción y titulación. A todos mis profesores

y compañeros por sus enseñanzas y amistad, así como al personal administrativo del Centro de Geociencias por su apoyo durante los trámites administrativos durante mi estancia en Juriquilla.

Dedicatoria

Esta tesis y todo el tiempo, esfuerzo, intelecto (y falta de el) que se invirtió en su realización está dedicado a:

A mis padres Emilio y Tula; a mis hermanos Emilio, Luisa, Alejandra, Beto, John, Grace; a mis sobrinos Marifer, Andrea, Juan Andrés, Emilio, Sofía, Sara, Daniel y Truett.

A mis amigos Carlos, Jorge Luis, Jaime, Isaac F., Fernando F., Álvaro, Mena, Ricardo Alfonso, Ricardo Aurelio, Gilberto, Luigi, Mario, Gerardo, Adrián, Donato, Yenny, Belisario, Juan Manuel, Marco, Galeano., Pinto, José Alberto, Martín, Isidro, Guillermo, Logan, Rodolfo, Gabriel, Ladislao, Luis, Franco, Marcela, Cristina, Carolina, Ana María, Adriana, Doménica, Alicia, Flor Jocelyn, Ana Cristina, Tania, Alma M., Irene, Aleí, Cinthya, Aurora, Fernando C., Bertha, Goretti, Lupe, Fernanda, Alejandra, Dafne, Daniel, Paola, Marian, Anaid, Jazmín, Toño, Joel, Paty, Enah, Fiorella, Kurt, Edu, Jose, Victor, Isaac, Jose Luis, Constancio Iván, Aldo R., Mónica, Nelly, Javier, Marisol, Mique, Laura, Alma, Rodrigo, Gaby, Aldo I., Montserrat, Jorge, Armando, Ramón, Lina, James, Kirk, Lars y Robert.

Desde el básico ejemplo y la corrección más sutil, hasta las más profundas lecciones de vida. Desde la palabra de aliento y de enojo al instante de hilaridad irreverente. Desde la sonrisa y el gesto, hasta las más profundas introspecciones del pensamiento y el espíritu. Desde el ensordecedor silencio de cada duda, al mudo y vacío estruendo de cualquier respuesta. Cada partícula del ser consciente que soy – y todo el espacio intermedio - es una consecuencia causal de ustedes. Son la entropía y la inercia que mantiene a mi universo en constante expansión, y a esta pequeña partícula curiosa que soy, en eterna moción y búsqueda.

Resumen

En el presente trabajo se estudiaron las características petrológicas y diagenéticas de una serie de núcleos de rocas de dos pozos petroleros de la Sonda de Campeche. Estos pozos perforados por Petróleos Mexicanos se encuentran situados en el extremo oriental de la Sonda de Campeche en la parte Este del Golfo de México y al Norte de Cd. del Carmen, Campeche, México. Los núcleos seleccionados para el trabajo fueron rocas altamente dolomitizadas para determinar las características de los pulsos diagenéticos a través sus características petrológicas y geoquímicas. Las técnicas utilizadas en este trabajo fueron petrografía clásica, catodoluminiscencia, microscopía UV, microscopía electrónica de barrido y electrodispersión, microtermometría de inclusiones fluidas, así como geoquímica de isótopos estables de O y C mediante micromuestreo en los cementos; pretendiendo con esto determinar las secuencias de cementos (dolomititas), su arreglo mineralógico, texturas, zoneamientos en los minerales, tipos de porosidades y fracturamiento, composición de los fluidos diagenéticos y su temperatura.

Las rocas estudiadas de ambos pozos pese a estar a 50 km de distancia y haber sido muestreadas a diferentes profundidades, se caracterizaron por tener muchas similitudes. Las rocas estudiadas son doloesparitas y dolomicroesparitas con una muy alta porosidad ($>30\%$). La edad de las rocas sugerida es Cretácico Medio y Superior por Petróleos Mexicanos debido a afinidades eléctricas y sísmicas, sin embargo se observó una ausencia de fósiles índice en todas las muestras. Se identificaron texturas primarias estructuras filamentosas, globulares y peloidales muy poco conservadas, interpretadas como de origen microbiano (microbialitas). Los tipos de porosidad encontrados varían desde una porosidad primaria bioconstruccional y una secundaria intercrystalina por corrosión, por fracturamiento hidráulico e intracrystalina por la dolomitización. La sucesión de cementos muestra la presencia de tres pulsos diagenéticos claramente diferenciados, formada por tres tipos de cristales de dolomititas: dolomititas por sustitución con núcleos turbios y sucios D1, dolomititas planares D2 (baja temperatura) y dolomititas no planares D3 (alta temperatura). Los valores de isótopos estables son muy puntuales, entre $\delta^{13}\text{C}$ entre $+1.31$ y $+3.55\%$, y valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -1.13 y 2.61% y muestran una tendencia en valores de O que podrían representar condiciones de baja temperatura (incluso en los cementos no planares), esta tendencia es distinta a otras rocas dolomitizadas de

la Sonda de Campeche, por lo que se considera que hubo un reajuste isotópico que obliteró las señales de los pulsos originales. Se observaron varias estructuras orgánicas similares a cianobacterias mediante la microscopía electrónica de barrido. Una de las características más sorprendentes de las dolomías estudiadas es la ausencia de inclusiones fluidas en los cristales de las tres generaciones de dolomitas, lo que impidió la caracterización de las temperaturas de los pulsos dolomitizantes.

Índice general

I Planteamiento del Problema	13
1. Introducción y planteamiento del problema	14
1.1. Introducción	14
1.2. Planteamiento del problema y justificación de la investigación	16
1.2.1. El problema de la dolomita	16
1.2.2. Justificación	18
1.2.3. Objetivos Generales	18
1.3. Ubicación del área de estudio	20
2. Metodología, técnicas y equipos utilizados	22
2.1. Introducción	22
2.2. Metodología y equipos	23
2.2.1. Muestreo de núcleos, preparación de muestras y laminación	23
2.2.2. Petrografía de luz transmitida, fluorescencia UV, catodoluminiscencia	25
2.2.3. Petrología de inclusiones fluidas	29
2.2.4. Análisis de isótopos estables	30
2.2.5. Microscopía electrónica de barrido (SEM-EDS).	31
2.3. Técnicas	33
2.3.1. Microscopía de fluorescencia UV	33
2.3.2. Catodoluminiscencia	34

II Marco Teórico	37
3. La Dolomita	38
3.1. Dolomita, el mineral	38
3.2. Dolomía la roca	41
3.3. Clasificación de dolomitas	41
3.4. Modelos de dolomitización	43
3.4.1. Modelos sindeposicionales	45
3.4.2. Modelos de epigenéticos o de enterramiento somero	46
3.4.3. Modelos de alta temperatura	48
3.4.4. Dolomitización por mediación orgánica y actividad bacteriana	51
4. Microbialitas	55
4.1. Introducción	55
4.2. Las bacterias, las cianobacterias y las cadenas tróficas	57
4.3. Componentes y texturas de una microbialita	58
4.3.1. Micrita	59
4.3.2. Peloides	63
4.4. Tipos de microbialitas	63
4.4.1. Estromatolitos	64
4.4.2. Trombolitas	66
4.4.3. Dendrolitas	66
4.4.4. Leiolitas	67

5. Isotopía estable	68
5.1. Introducción	68
5.2. Los isótopos	68
5.3. Principios básicos de espectrometría de masas	70
5.4. Estándares internacionales de medición isotópica	70
5.5. Isotopía del O	71
5.5.1. Clases de aguas	71
5.6. Isotopía de C	72
6. Geología Regional del SE de México	74
6.1. Introducción	74
6.2. Secuencia estratigráfica regional	75
6.2.1. Basamento Pre-Mesozoico	77
6.2.2. Jurásico	77
6.2.3. Cretácico	80
6.2.4. Cenozoico	83
6.3. Evolución Tectónica	84
6.3.1. Etapa 1 Rifting	85
6.3.2. Etapa 2 Deriva	87
6.3.3. Etapa 3 Deformación Laramídica	87
6.3.4. Etapa 4 Deformación del Neógeno (Evento Chiapaneco, Captura de Chortis)	88

III	Resultados, discusión y conclusiones	90
7.	Resultados	91
7.1.	Antecedentes	91
7.1.1.	Pozo Cástor -1	91
7.1.2.	Pozo Pólux-1	92
7.2.	Petrografía	94
7.2.1.	Litologías	95
7.2.2.	Tipos de dolomías, porosidad y fracturas	100
7.2.3.	Catodoluminiscencia y fluorescencia UV	104
7.3.	Microtermometría de Inclusiones Fluidas	105
7.4.	Microscopía electrónica de Barrido SEM-EDS	105
7.4.1.	Origen del Protolito	113
7.5.	Secuencia de eventos	115
7.6.	Isotopía Estable	115
8.	Discusión	123
8.1.	Origen probable del protolito: Las microbialitas y los bioconstructores.	123
8.2.	Petrología y Geoquímica	124
8.2.1.	Consideraciones sobre la dolomitización	124
8.2.2.	En busca de un modelo diagenético	127
8.3.	Historia diagenética final y modelos de dolomitización	132
8.4.	Relevancia del trabajo para la prospección petrolera	136
9.	Conclusiones	138

IV Bibliografía	141
Bibliografía	142

Índice de figuras

1.1.	Diagrama esquemático de la circulación de fluidos en el subsuelo (Levresse et al., 2006).	19
1.2.	Localización aproximada de los pozos de estudio en referencia con las estructuras principales de la Sonda de Campeche (modificado de IHS Energy, www.ihsenergy.com).	21
2.1.	Fotografía del microscopio binocular Olympus SZX-12 utilizado en este estudio (Laboratorio de Geofluidos, CGEO, UNAM).	26
2.2.	Fotografía del microscopio petrográfico de polarización Olympus BX-51 utilizado en este estudio (Laboratorio de Geofluidos, CGEO, UNAM).	27
2.3.	Fotografía del microscopio de fluorescencia UV Olympus BH2 con lámpara de mercurio (izquierda) y filtro para luz ultravioleta, utilizado en este estudio (Laboratorio de Geofluidos, CGEO, UNAM).	27
2.4.	Fotografía del microscopio SZX-12 y platina de catodoluminiscencia Reliotrón con su control de amperaje y voltaje (derecha) y la bomba de vacío (abajo), utilizados en este estudio (Laboratorio de Geofluidos, CGEO, UNAM).	28
2.5.	Diagrama de técnicas espectrométricas a partir de las IF (Levresse et al., 2006)	30
2.6.	Fotografía del microanalizador Merchantek Micromill del Laboratorio de Isótopos Estables de la Universitat de Barcelona.	31
2.7.	Fotografía del microscopio electrónico Hitachi TM-1000. Procesador de datos para EDS (izquierda), aparato SEM, (centro derecha) controlador digital de la platina con movimiento X-Y (centro izquierda), computadora controladora (derecha).	32
2.8.	Diagrama del principio de fluorescencia. El electrón absorbe los rayos UV, es excitado y cambia su nivel de energía y luego es liberado en forma de luz visible (Lamadrid, 2007).	33
2.9.	Imágenes de inclusiones fluidas con petróleo tomadas bajo luz transmitida (izquierda) y bajo fluorescencia UV (derecha). A) Fluorescencia azul de una inclusión con aceites ligeros. B) Fluorescencia naranja de una inclusión fluida con aceites pesados (Pironon et al., 1998)	34

2.10. Diagrama esquemático de la platina de catodoluminiscencia Luminoscope ELM-2A, muy similar a la Reliotrón que se utilizó. El haz de electrones se forma en un descarga catódica, pasa a través de la bobina focalizando el haz. Los magnetos deflectores se utilizan para mover a placer el haz de electrones dependiendo del área que se desea iluminar. La bobina aumenta o disminuye el diámetro del haz (modificado de Marshall, 1988)	35
3.1. Diagrama de la estructura molecular de los carbonatos. a) Estructura molecular de la calcita. b) Estructura molecular de la dolomita (modificado de Nesse and Schulze, 1991).	39
3.2. Diagrama ternario de los carbonatos. En gris se muestran las zonas donde se ubican las calizas y las dolomías.	40
3.3. Diagrama de precipitación de dolomita con respecto al tiempo, desde la nucleación de la calcita magnesiana (VHCM), la dolomita no estequiométrica hasta la precipitación final de las fases más estequiométricas (modificado de Warren, 2000).	40
3.4. Gráfica de contenido de dolomita en carbonatos (modificado de Sperber et al., 1984).	42
3.5. Clasificación de dolomitas (modificado de Silbey & Gregg, 1987).	44
3.6. Modelos de circulación de fluidos en zonas de colisión continental (modificado de Heydari, 1997).	50
3.7. Modelos de dolomitización (modificado de Warren, 2000).	51
4.1. Diagrama esquemático sobre la Formación de tapetes bacterianos a partir del EPS.	56
4.2. Fotografía de un tapete bacteriano (Kremer, 2008). A) Pedazo del tapete bacteriano arrancado del sustrato. B) Organismos que forman su propio ecosistema en el tapete bacteriano: (a) diatomeas, (b) cianobacterias y (c) bacterias sulfato reductoras (Riding, 2000).	57
4.3. Diagrama esquemático de la subdivisión de las bacterias en la naturaleza (modificado de Riding, 2000).	59
4.4. Fotografía de cianobacterias modernas. A) Grupo de cianobacterias (tomado de http://nikoninstruments.mediaroom.com). B) Dos familias de cianobacterias coexistiendo (tomado de http://pro.corbis.com). C) Imagen SEM de cianobacterias fósiles, tomado por Richard B. Hoover www.panspermia.org . D) Especie de cianobacteria <i>Microcoleus chthonoplastes</i> , cuando se asocian producen un biofilme (EPS) que les da protección, fotografía de Ludmilla Gerasimenko, Museo de Microbiología, Academia Rusa de Ciencias, www.panspermia.org	60

4.5. Fotografías de ejemplos estructuras fósiles bacterianas. A) Grivanella tipo de cianobacteria fósil común en ambientes someros durante el Paleozoico y Mesozoico, Formación Lunana China (imagen 1.5 mm; Riding, 2000). B) Renalcis tipo de cianobacteria fósil del Mesozoico, Formación Novillo, Aramberri, México (Fischer et al., 2008). C) Cianobacteria en rocas carbonatadas del Cámbrico, Sur de Australia (Yu. Rozanov, http://macroevolution.narod.ru/rozbak.htm). D) Tapete cianobacteriano con filamentos y cocoides, Formación Synyaya, Plataforma de Siberia, Rusia (Yu Rozanov, http://macroevolution.narod.ru/rozbak.htm).	61
4.6. Fotografía de coagulos de micrita formados por peloides, se observa como forman aglomeraciones globulares (Riding, 2000). Esta imagen se tomó de un estromatolito-trombolita Carbonifera en Liddesdale, Escocia. La fotomicrografía representa 2 mm de ancho.	63
4.7. Fotografía de un estromatolito de la Formación Tieling en el norte de China (Riding, 2000).	65
4.8. Fotografía de microbialitas (Riding, 2000). Trombolita con textura globular formada por coagulos micríticos (izquierda). Dendrolita, se observan los crecimiento similares a ramas (derecha).	67
5.1. Diagrama esquemático sobre funcionamiento de un espectrómetro de masas (Gómez-Tuena, apuntes).	70
6.1. Mapa con los principales campos petroleros y las estructuras regionales principales (tomado de Mendez-Ortiz, 2007).	75
6.2. Tabla cronoestratigráfica del SE de México comparada con el resto del Golfo de México (Modificado de Angeles-Aquino, 2006, Goldhammer, 1999, Lawton et al., 2001, Magoon et al., 2001 y Meneses-Rocha, 2001).	76
6.3. Distribución de arrecifes durante el Barremiano (Padilla-Sánchez, 2007).	81
6.4. Evolución de la fragmentación de Pangea entre el Bathoniano, Kimmeridgiano y Barremiano (Bird, and Burke, 2006). Elementos (YB) Bloque de Yucatán, (OM) Cinturón Ouachita-Marathon, (CB) Bloque de Chortis, (CP) Plataforma de Coahuila, (CT) Transformante de Coahuila, (MC) Bloque de la Mesa Central, (Tam) Bloque de Tampico, (DS) Bloque Del Sur, (TC) Trinidad, (GS) Superterreno Guerrero, (TT) Transformante de Tehuantepec.	86
6.5. Distribución de Sal Caloviana en el Golfo de México en la actualidad (Padilla-Sánchez, 2007).	88
6.6. Paleogeografía durante el Pleistoceno tardío. La Sierra de Chiapas-Reforma-Akal ya se encuentran deformados y las cuencas de Comalcaco-Salina del Istmo (1) y Macuspana (2) ya se habían formado. La mayoría de las estructuras extensionales son perpendiculares a las compresionales (Padilla-Sánchez, 2007).	89

7.1. Posición relativa de los pozos Cástor-1 y Pólux-1 con respecto a los principales campos de la Sonda de Campeche.	92
7.2. Profundidad de los núcleos y las edades adjudicadas por Pemex para los pozos Cástor-1 (izquierda) y Pólux-1 (derecha).	93
7.3. Gráfica de temperaturas y profundidades de los pozos Cástor-1 y Pólux-1, comparados con datos de otros campos de la Sonda de Campeche (Tritlla et al., 2008).	94
7.4. Fotografías de las rocas en muestra de mano en las que se observan las características litológicas principales del pozo. A) Muestra N6F1: rocas intensamente dolomitizadas con textura de brecha y los colores más claros son sedimentos cársticos, B) Muestra N5F1: texturas de brecha monomítica los colores se deben a zonas mas o menos dolomitizadas, C) Muestra N9F1: porosidad cuadrangular formada por una serie de filamentos. D) Muestra N8F1: porosidad vugular, en la porción superior derecha de esta imagen se observa un crecimiento botroidal rodeado de un sedimento geopetal. Las escalas están en divisiones de centímetros y milímetros.	96
7.5. Fotografía y fotomicrografía de la muestra N3F1 donde se muestran dos tipos de carbonatos distintos. A) Muestra de mano se observa como la estilolita representa una barrera de flujo que separa la roca dolomitizada (arriba) y la no dolomitizada (abajo), la escla está en cm. B) Lámina delgada, resalta la alta porosidad de la parte dolomitizada (izquierda) comparada con la no dolomitizada (derecha).	97
7.6. Fotografías de las estructuras de origen microbiano de las microbialitas. A) Muestra N9F1: los filamentos bacterianos se observan como estructuras tabulares similares a los que se forman en travertinos, la escala está en mm. B) Muestra N9F1: vista en lámina delgada se observan filamentos rotos y colapsados con una alta porosidad. C) Muestra N5F1: peloide recristalizado formado por una serie de cristales de dolomita de núcleos sucios. D) Muestra N7F1: estructuras globulares altamente dolomitizadas.	98
7.7. Fotografías de las rocas en muestra de mano en las que se observan las características litológicas principales del pozo. A) Muestra N1F1: rocas intensamente dolomitizadas, con filamentos microbianos (escala en cm). B) Muestra N2F1: se observó porosidad vugular por disolución (escala en mm). C) Muestra N2F2: rodeando a los poros más grandes se observan los mayores grados de recristalización en colores más oscuros (escala en mm). D) Muestra N4F1: la rocas de la base del Cretácico tienen apariencias distinta con fracturas por expansión rellenas de cementos (escala en mm).	99
7.8. Fotografía de las estructuras filamentosas. A) Muestra N1F1: filamentos formando un entramado cuadrangular (escala en mm). B) Muestra N2F2: los filamentos forman entramados complejos que sostienen una alta porosidad primaria.	100

7.9. Fotomicrografías de los tipos de dolomitas encontradas en el pozo Cástor-1. A) Muestra N7F1: las tres dolomitas reconocidas de lo más oscuro (1) a lo más traslucido cemento Idiográfico-C (3). B) Muestra N11F1: al igual que en la fotografía anterior las dolomitas se reconocen del color más oscuro a la dolomita por sustitución (1), el primer cemento (2) hasta un último cemento de dolomita Xenotópica C (3) y un sedimento geopetal (4).	102
7.10. Fotomicrografías de láminas delgadas de la muestra Pólux-1 N2F2. A) Al igual que en las muestras del pozo Cástor-1 se observan tres dolomitas, una primaria dolomítica oscura que es cementada por una dolomita que forma un mosaico xenotópico y una generación última de cemento xenotópico C. B) Los filamentos bacterianos tienen las mismas características de los núcleos sucios y se encuentran recristalizados por una segunda dolomita xenotópica S. C) En esta fotomicrografía se observan las 3 generaciones, cada una recristalizando a la anterior. D) Mosaicos de dolomita xenotópica S, la primera dolomita es obliterada por completo en algunos cristales y en otros no.	103
7.11. Fotomicrografías mostrando los patrones de luminiscencia, a la izquierda la lámina en luz transmitida y a la derecha en catodoluminiscencia. A) Muestra Cástor-1N1F1: la luminiscencia disminuye de la roca hacia los cementos, se alcanzan a ver 3 colores desde el del filamento D1, la primera generación de cemento D2 y el cemento tardío D3 menos luminiscente. B) Cástor-1 N6F1: en la mayoría de las muestras solo se observan dos patrones el rojo granate D2 y el rojo mate poco luminiscente de la D3. C) Pólux-1 N4F1: los patrones luminiscentes del Cretácico Inferior son muy distintos, el color del protolito es un naranja brillante pasando por un cemento casi amarillo a una última generación rojo mate poco luminiscente con algunas bandas rojo brillante.	106
7.12. Imágenes SEM (izquierda) y espectros (derecha) de los principales minerales accesorios encontrados con el microscopio electrónico de barrido (SEM EDS). A) Cristal de barita encontrado en una muestra del pozo Pólux-1, su tamaño es tan pequeño, que la presencia de barita ha pasado inadvertida durante el estudio petrográfico. B) Crecimientos esqueléticos de pirita en muestra del pozo Cástor-1. C) Estos espectros probablemente representen sales precipitadas a partir de la mezcla de las aguas de Formación evaporadas con los productos de perforación.	108
7.13. Imágenes SEM de las texturas encontradas. A) Cristales de dolomita rellenando un vóculo de la muestra Cástor-1 N1F1. B) Cristales de dolomita creciendo en espacio abierto dentro de un vóculo centimétrico muestra Pólux-1 N1F1. C) Imagen SEM de una lámina delgada (Cástor-1 N9F1), se observa con gran detalle la sedimentación geopetal y algunos fragmentos de cristales colapsados de la cavidad. D) Vista de un vóculo en donde se observa en la pared un cristal de dolomita en contacto con el sedimento geopetal. E) Los núcleos turbios de las dolomitas evidencian algunos episodios de corrosión (muestra Pólux-1 N1F1). F) Corrosión de los núcleos de los cristales de dolomita y Formación de porosidad cristal-móldica (Cástor-1 N1F1).	110

7.14. Imágenes SEM de estructuras fósiles similares a cianobacterias tomadas de la muestra Cástor-1 N9F1. Las imágenes a la derecha son una ampliación de las de la izquierda.	111
7.15. Imágenes SEM de estructuras orgánicas fósiles no identificados. A) y B) Las imágenes pertenecen a la muestra Cástor-1 N9F1. C), D) y E) pertenecen a las muestras Pólux-1 N1F1. F) Muestra Pólux-1 N3F1.	112
7.16. Imágenes SEM de la muestra Pólux-1 N1F1. En las imágenes de la izquierda se observa que dentro de los núcleos turbios de las dolomitas aparecen los fósiles (cianobacterias y desconocidos). Las imágenes de la derecha son ampliaciones de las imágenes de la izquierda donde se observan las texturas de enrejado de los núcleos y filamentos bacterianos.	114
7.17. Secuencia de eventos diagenéticos de las rocas de los pozos Cástor-1 y Pólux-1.	116
7.18. Tabla de resultados de isotopía. A) Tabla de relaciones isotópicas por microanálisis. B) Tabla de relaciones isotópicas por roca total.	117
7.19. Imágenes de las rocas muestreadas mediante microanálisis. A) Muestras del pozo Cástor-1 muestra N6F1. B) Patrones de zoneamiento mediante catodoluminiscencia. Muestras del pozo Pólux-1 N2F2 y N2F2b.	119
7.20. Imágenes de las rocas muestreadas mediante microanálisis. A) Muestras Pólux-1 N2F2 y N2F2b. . B) Patrones de zoneamiento mediante catodoluminiscencia de la muestra Pólux-1 N2F2.	120
7.21. Gráfica de las relaciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ por microanálisis.	121
7.22. Gráfica de dispersión con los datos de concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ tanto de roca total como de microanálisis.	122
7.23. Histogramas de frecuencia de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ comparado con otras rocas de la Sonda de Campeche (modificado de Tritlla et al., 2008).	122
8.1. Comparación de imágenes SEM entre: A) microbialitas del Lago Mititoi, India Kempe and Kazmierczak, 2004 y B) los filamentos bacterianos de la muestra Pólux-1 N2F1. Se observa que aunque los minerales precipitados son distintos, ciertas características texturales son similares como la textura colmenar (<i>honeycomb</i>).	125
8.2. Comparación de imágenes SEM entre: A) Cianobacteria en rocas carbonatadas del Cámbrico, Sur de Australia (Yu. Rozanov, http://macroevolution.narod.ru/rozbak.htm). B) Tapete cianobacteriano con filamentos y cocoides, Formación Synyaya, Plataforma de Siberia, Rusia (Yu Rozanov, http://macroevolution.narod.ru/rozbak) C) y D) Estructuras orgánica muy similar a una cianobacteria encontrada en la muestra Cástor-1 N9F1	126
8.3. Cuadro esquemático que muestra los datos en función de la temperatura que representan, de acuerdo a las definiciones clásicas.	128

- 8.4. Gráfica comparativa entre las concentraciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el área de estudio y en otras rocas dolomitizadas del horizonte Cretácico en la Sonda de Campeche (modificado de Tritlla et al., 2008). 1) Algunas de las rocas de la Sonda de Campeche muestran una evolución a concentraciones cada vez más ligeras de $\delta^{18}\text{O}$ lo que explicaría un aumento en la T de los pulsos diagenéticos. 2) Otras rocas muestran un enriquecimiento en concentraciones más ligeras de $\delta^{13}\text{C}$, producto tal vez de la interacción de CO_2 degradado de materia orgánica. 130
- 8.5. Fotografía de las láminas delgadas. A) Cástor-1 N9F1 B) Cástor-1 N10F1. Un ejemplo de la alta porosidad (en azul), una de las características más sorprendentes de estas rocas. 132
- 8.6. Modelo ilustrado de la evolución diagenética de las rocas de los pozos Cástor-1 y Pólux-1. Posibilidad **A**, brechas de colapso formados por la caída de detritos de la plataforma a la cuenca. Posibilidad **B**, autobrechamiento formado por el colapso in situ de tapetes bacterianos. **(1)** De la formación de las comunidades de microorganismos, a la formación de las brechas y la sustitución de dolomitas D1. **(2)** Exposición de la secuencia al intemperismo, formación de carst. **(3)** La secuencia subduce a zonas donde pulsos dolomitizadores precipitan la dolomita planar D2. **(4)** Se precipitan los últimos cementos No Planares D3, ya sea por la profundidad de la secuencia o por el flujo de fluidos más calientes. El mecanismo de flujo se plantea a través de posibles fracturas o fallas. 135

Parte I

Planteamiento del Problema

Capítulo 1

Introducción y planteamiento del problema

1.1. Introducción

Desde principios del siglo XX la prospección petrolera ha sido una de las principales actividades económicas a nivel mundial. La capacidad de generar energía a muy bajos costos impulsó, entre otras cosas, el desarrollo económico, científico, tecnológico y social de algunas regiones del planeta, así como la gran explosión demográfica del siglo pasado. Este aumento demográfico ha desencadenado, a su vez un aumento en la demanda de energía, el cual ha forzado a la comunidad industrial y científica a desarrollar técnicas de exploración y producción más efectivas y bajar los costos de las mismas.

Al tratarse de un recurso no renovable, aunque ampliamente distribuido en formaciones geológicas de edades diversas y distribución global, el petróleo tiende inexorablemente a volverse un bien cada vez más escaso. Uno de los desafíos más importantes a los que enfrenta actualmente el mundo es que el petróleo fácil de extraer - es decir, aquel que se encontraba en grandes estructuras donde los costos de explotación son muy reducidos - está comenzando a escasear, provocando que los costos de producción sean cada vez más elevados (Hirsch, 2005)

En México la problemática no es distinta. Según datos proporcionados por PEMEX, hasta enero del 2009, "Cantarell", el principal campo petrolero del país, considerado como supergigante ($>4 \times 10^9$ barriles de petróleo crudo equivalente mbpc), que ocupa el sexto lugar a nivel mundial con su reserva original de 17700 mbpc, responsable por sí solo de la mitad de la producción nacional por cerca de 30 años, superó su pico máximo de productividad en Diciembre de 2004, desde entonces empezando a perder presión interna, mostrando consecuentemente un decremento en la producción a un ritmo de 20 % anual

Una de las estrategias que ha tomado la industria petrolera en los últimos años es la profundización en el conocimiento de los mecanismos naturales de formación, migración y acumulación de hidrocarburos, involucrándose en proyectos multidisciplinarios junto con centros de investigación universitarios, buscando desarrollar formas de cooperación para mejorar la comprensión de los controles geológicos involucrados en el sistema petrolero.

En el caso de México y la actividad petrolera, el conocimiento de la evolución geológica del SE se ha centrado esencialmente en la comprensión de los procesos de sedimentación y deformación que han afectado al sistema petrolero general de la región, profundizando poco en la comprensión de los procesos diagenéticos y de dolomitización que influyen en el cambio de las propiedades de las rocas. Esto cobra una importancia significativa, ya que en la mayoría de los campos productores de México y en el 80 % de los reservorios de toda Norteamérica, el petróleo se encuentra almacenado en reservorios altamente dolomitizados (Warren, 2000). Así, poca atención se ha prestado en entender los mecanismos de generación de las dolomías que actualmente conforman la mayor parte de las rocas de la serie mesozoica en toda la Planicie Costera de México, zona productora de la mayor parte del petróleo en México (Grajales-Nishimura, 2001; Martínez-Ibarra, 2009).

En los últimos años, la aplicación del conocimiento adquirido por décadas sobre la geoquímica de rocas y de los fluidos asociados a su formación, ha permitido el desarrollo de técnicas analíticas nuevas y más precisas, que aplicadas al estudio del petróleo han permitido profundizar en el conocimiento sobre el origen y la evolución petrológica de las rocas almacenadoras. Los fluidos que interactúan con la roca desde la diagénesis temprana hasta el momento de la extracción, “alteran” las propiedades físicas y químicas originales de las rocas por donde pasan, dejando rastros de su presencia bajo la forma de cambios texturales y/o químicos. La determinación de estos cambios físico-químicos y el estudio de los cementos y la porosidad, producto de los mismos, permiten entender los procesos hidrodinámicos que afectaron las rocas regionalmente. Estos estudios a detalle hacen posible trazar la evolución de los paleofluidos (salmueras e hidrocarburos) hasta el presente mediante la comparación de los fluidos fósiles atrapados en forma de inclusiones fluidas en esos cementos, con las aguas de formación actuales.

En el transcurso de este trabajo se expondrán las técnicas y metodologías petrológicas de punta que se utilizan para el estudio de la formación de las dolomitas y los procesos diagenéticos, así como los resultados obtenidos del estudio petrológico de rocas de dos pozos al E y NE de la Sonda de Campeche en la plataforma de Yucatán en el SE de México.

1.2. Planteamiento del problema y justificación de la investigación

1.2.1. El problema de la dolomita

El caso general

La dolomita es un carbonato de Ca y Mg ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) que se puede formar como un precipitado primario sedimentario, una fase solidificada de un fundido ígneo (carbonatitas), un cemento o precipitado diagenético, o como una fase hidrotermal/metamórfica. Los principales controles para su precipitación son el pH de las soluciones, la permeabilidad primaria o secundaria de la roca, un mecanismo que facilite el flujo de fluidos (bombeo hidráulico), y un aporte suficiente de magnesio junto con la remoción eficiente del Ca sobrante de la reacción. Ópticamente la dolomita puede ser de color gris-blanco, rosa, rojo, verde, café y negro. El lustre es de vítreo a perlado y suele ser de translucido a transparente. La forma de su fracturación es concoidal, cristaliza en el sistema romboédrico bajo la forma de rombos de caras rectas a curvadas, recibiendo en este último caso el nombre de “dolomita en silla de montar” (saddle), dolomita “barroca” (baroque) o dolomita xenotópica-C (Folk, 1993; Machel, 2000; Warren, 2000).

Desde el siglo XIX la dolomita de origen sedimentario se ha presentado como un mineral poco común y difícil de entender (Von Morlot, 1847; Skeats, 1905; Van Tuyl, 1918; Steidtmann, 1926; Hewett, 1928; Young, 1933; Riviere, 1939; Landes, 1946; Behere, 147; Chave, 1952; Graf and Goldsmith, 1956, Fairbridge, 1957; todos estos en Warren, 2000). La problemática principal se debe a: (a) la extraña distribución de la dolomita en el tiempo y (b) la imposibilidad de precipitarla en laboratorio a temperatura ambiente, a lo que se le conoce como “El problema de la dolomita” (*The dolomite problem*; Land, 1998).

a) Distribución espacio-temporal de las dolomitas

La dolomita es un mineral que tiene una distribución inusual con respecto al tiempo geológico, mientras más antigua es la roca (carbonatos) más común es encontrar el mineral (Folk, 1993), en la medida que se analizan carbonatos más jóvenes la presencia de dolomita es cada vez menor hasta que, en el Holoceno, es muy escasa. No solo es más común encontrarla en rocas antiguas, sino que volumétricamente forman espesores de miles de metros (y cientos de kilómetros en superficie) con texturas muy variadas y con concentraciones de más del 90 % de dolomita en composición total de la roca, mientras que en las rocas más recientes o en los sedimentos contemporáneos las dolomitas

forman unidades nodulares de escasos centímetros, con texturas micríticas y concentraciones de dolomita menores al 50 %.

Se han propuesto diferentes explicaciones a esta inusual relación entre la cantidad de dolomita y el tiempo geológico. Una de las más aceptadas es que debido a que la dolomita es un mineral metaestable, es decir, al paso del tiempo y bajo ciertas condiciones de temperatura y presión se desequilibra y se transforma a fases más estables, los sedimentos más recientes aun no han tenido el tiempo para reequilibrarse (Land, 1985). También se han citado como posibles causas a la variables medio ambientales y la química de los océanos (Hardie, 1987), distintas tasas de formación de suelo oceánico que controlaran la saturación de Ca contra Mg en el agua marina (Given and Wilkinson, 1987), y la formación masiva de evaporitas (Hardie, 1996; Holland, Horita and Seyfried, 1996) entre otras hipótesis menos aceptadas en la literatura.

b) Síntesis de dolomita en laboratorio

La recreación en laboratorio de las condiciones de formación de las rocas es una técnica experimental que se ha usado por muchos años en la geología para explicar los fenómenos naturales que no podemos apreciar. Es muy recurrente en la literatura el que se considere a la dolomita (al igual que la calcita y la aragonita) como un mineral de formación primario en los fondos oceánicos, ya que en algunos experimentos se observaba que en la medida que se evapora el agua marina los fluidos tienden a saturarse en Mg, sin embargo estas observaciones distan mucho de la realidad (Land, 1998). Land, (1998) tras muchos años de trabajar en la síntesis de la dolomita en laboratorio concluye rotundamente que, al menos emulando las condiciones normales de mar, es totalmente imposible precipitar dolomita a temperatura ambiente (25°C) en el laboratorio, hecho también comprobado por otros autores (Folk, 1993; Arvidson and Mackenzie, 1996; Van Lith et al., 2003a; Vasconcelos and McKenzie, 1997).

En los últimos años una serie de trabajos de laboratorio basados en las observaciones efectuadas en las algunas lagunas hipersalinas de Brasil (i. e. Lagoa Vermehlo) demostraron que la dolomita se puede sintetizar a temperatura ambiente mediante la interacción de ciertas bacterias sulfato-reductoras en un ambiente hipersalino y sobresaturado en sulfatos en el laboratorio (Van Lith et al., 2003a; Vasconcelos and McKenzie, 1997). Sin embargo estas condiciones no son las que predominan en los fondos oceánicos, por lo que sigue sin explicación como la dolomita puede aparecer tan ampliamente distribuida en el tiempo y en el espacio.

El caso particular

Aun cuando los mecanismos de dolomitización - al igual que el mineral - son objeto de mucha atención por parte de la comunidad científica (Warren, 2000), son pocos los avances que se han

logrado en la comprensión de los controles geoquímicos, temporales y geológicos para explicar la formación de grandes extensiones dolomías a nivel regional (Esteban & Taberner, 2003). El problema en el caso de México, radica en que los yacimientos más importantes de petróleo se encuentran en rocas altamente dolomitizadas, sin embargo han sido pocos los trabajos que se han centrado en entender la relación entre los procesos de dolomitización y los fluidos diagenéticos, así como en su función en la alteración de las características petrofísicas de la roca, la maduración de la materia orgánica (M.O.) y la migración de los hidrocarburos (Guzzy-Arredondo et al., 2007; Martínez-Ibarra et al., 2003).

1.2.2. Justificación

En los últimos años el grupo de Geofluidos del CGEO de la UNAM junto con colaboraciones del laboratorio CREGU de la Université Henri Poincaré, el IMP, PEMEX y Repsol YPF, se han dado a la tarea de reconocer los eventos diagenéticos que han sufrido las rocas almacenadoras de la secuencia mesozoica del Golfo de México, buscando tener una mayor comprensión de los fenómenos hidrogeoquímicos a la escala del sistema petrolero regional, así como hacer una revisión de los controles geológicos que condicionan la formación, migración y entrapamiento del petróleo en todo el Golfo de México (Fig. 1.1; Carrillo-Chavez et al., 2006; Tritlla et al., 2008).

El presente trabajo en conjunto con los anteriores (Carrillo-Chavez et al., 2006; Tritlla et al., 2008), buscó incorporar información sobre los procesos de dolomitización en las cuencas sedimentarias del Golfo de México, para así detallar como son afectadas las características específicas del sistema petrolero, como: el tiempo que tomaron la maduración y migración, así como el papel de los procesos de dolomitización en la generación y/o obliteración de la porosidad y permeabilidad original de la roca.

1.2.3. Objetivos Generales

Este trabajo se desprendió del convenio UNAM-REPSOL (2006) en el que se trabajó con núcleos de rocas cedidos por PEMEX Exploración y Producción, para estudiar los procesos diagenéticos que afectaron la secuencia mesozoica de la Sonda de Campeche. Los pozos (renombrado como Cástor-1 y Pólux-1 debido a motivos de confidencialidad) fueron seleccionados para este trabajo de tesis debido a que corresponden a las dos más grandes colecciones de núcleos dolomitizados que se tienen de la Sonda de Campeche, en los que se puede observar núcleos representativos en casi 5 mil metros de perforación, haciendo especial énfasis en la series dolomitizadas. Durante la descripción de las rocas de los pozos seleccionados para esta tesis bajo dicho convenio, se identificaron algunas

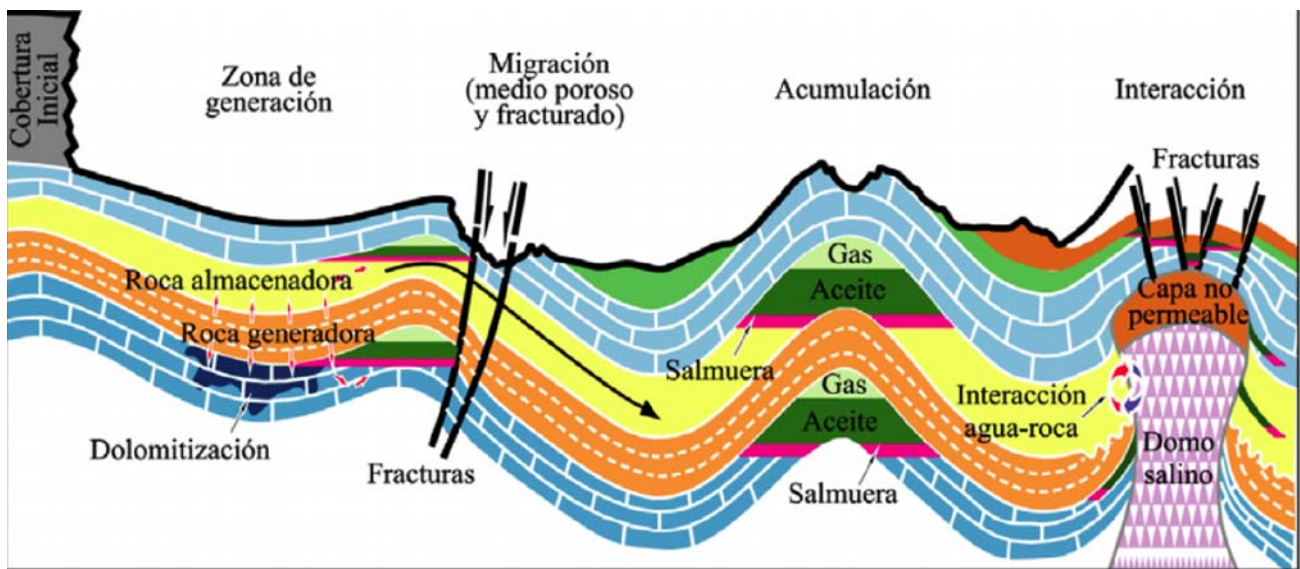


Figura 1.1: Diagrama esquemático de la circulación de fluidos en el subsuelo (Levresse et al., 2006).

de las muestras como microbialitas altamente dolomitizadas (rocas poco comunes formadas por la actividad de microorganismos).

Los objetivos fundamentales de esta tesis consistieron en determinar el tipo de dolomitización, su historia diagenética, su edad relativa con respecto a los eventos de deformación, determinar la evolución y tipo de porosidad generados durante el proceso y los controles de la dolomitización (cambios de facies, fracturas, fallas, etc.)

Otro punto de mucha importancia y que está íntimamente ligado a la maduración y movilización de los hidrocarburos, es determinar la historia térmica de la cuenca mediante geotermómetros (reflectancia de la vitrinita, inclusiones fluidas, cristalinidad de la illita).

Las inclusiones fluidas son una herramienta muy útil, ya que indican la temperatura de los fluidos en los que se formaron los minerales, permite estimar la salinidad de la salmuera y la presión de atrapamiento de los fluidos. Al ser los fluidos responsables de la formación de las diferentes generaciones de dolomita, si se posee un control de estratigrafía de cementos, se puede determinar las características de temperatura, presión y composición de los diferentes pulsos dolomitizantes. Los datos de inclusiones fluidas además permiten determinar rutas y dirección de migración de los hidrocarburos (en caso de tener inclusiones fluidas de hidrocarburos) y reconstruir la historia del llenado de la cuenca.

Los objetivos específicos de la tesis fueron:

1. Estudio de las rocas que aparecen en los pozos Cástor-1 y Pólux-1 desde el punto de vista

estratigráfico y diagenético, incluyendo el origen de las formaciones carbonatadas y la sucesión de eventos diagenéticos, así como ahondar en la descripción de las microbialitas.

2. Proponer un modelo genético sobre el origen de las dolomías de Cástor-1 y Pólux-1 aplicando técnicas de punta (catodoluminiscencia, micromuestreo de cementos, secuencia paragenética, isótopos estable, SEM-EDS, microtermometría de inclusiones fluidas, etc.).
3. Conjuntar la información obtenida en estos pozos con la historia diagenética general del SE de México.

1.3. Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra en lo que Petroleos Mexicanos llama “Zona Marina” en las aguas territoriales del Golfo de México. Fisiográficamente forma parte de la plataforma continental del Golfo de México entre los estados de Veracruz, Tabasco, Campeche, Yucatán y Quintana Roo. Geológicamente forma parte de las provincias marinas de Veracruz, Coatzacoalcos, Campeche y Cozumel y las provincias geológicas terrestres de la Plataforma de Yucatán y la Cuenca Deltáica de Tabasco (Angeles-Aquino, 2006).

Por compromisos de confidencialidad no se especifica la localización geográfica de los pozos estudiados pero aproximadamente se encuentran entre los 25 NNE y 80 km al NNW de Cd. del Carmen, Campeche, México (Fig. 1.2).

El pozo Cástor-1 se perforó bajo un tirante de agua aproximado de 30 m, alcanzando cerca de los 5500 m. de profundidad en un agujero desviado. Comenzó su perforación en Agosto de 1977 y la termino en Abril de 1978,

El pozo Pólux-1 inició su perforación - bajo un tirante de agua aproximado de 35 m - en diciembre de 1995 y terminó en Septiembre de 1996. El pozo Pólux-1 se ubica a 80 Km. al N85 W de Ciudad del Carmen, Campeche,

Los pozos estudiado y las muestras de cada pozo fueron elegidos bajo la supervisión del Dr. M. Esteban (REPSOL-YPF) de acuerdo con Ingenieros de Pemex-PEP de la Gerencia de Estudios de la Zona Marina, en Ciudad del Carmen (Campeche, México).

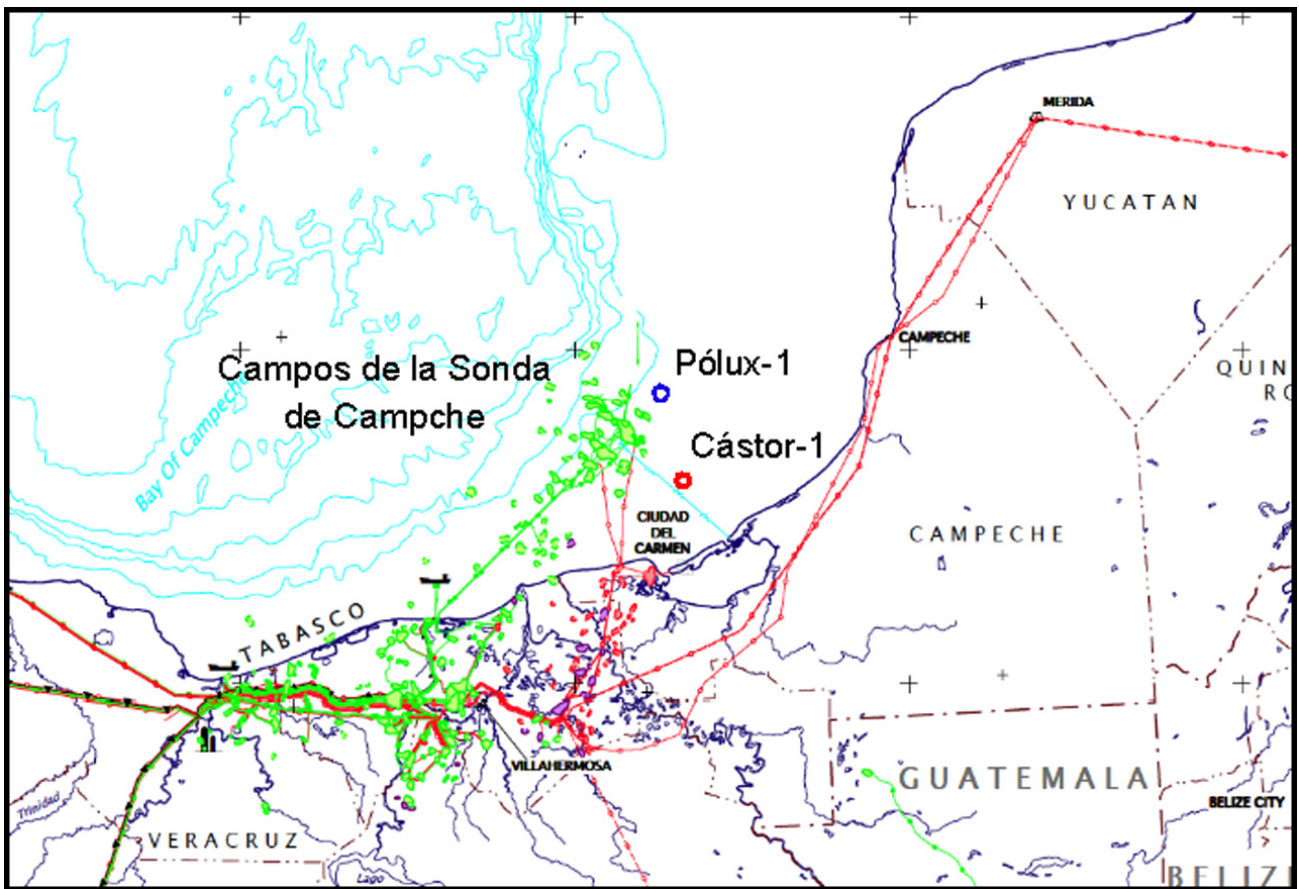


Figura 1.2: Localización aproximada de los pozos de estudio en referencia con las estructuras principales de la Sonda de Campeche (modificado de IHS Energy, www.ihsenergy.com).

Capítulo 2

Metodología, técnicas y equipos utilizados

2.1. Introducción

La historia diagenética de las rocas en las cuencas sedimentarias - desde su deposición hasta la actualidad - ha demostrado en muchos casos ser muy compleja (Esteban & Taberner, 2003). La interacción de varios sistemas hidrogeoquímicos que se traslapan en el tiempo y el espacio, complican la comprensión de la evolución geológica de cualquier área. Un mismo cuerpo que se depositó como un mudstone, con el paso del tiempo y por mediación de distintos procesos, se puede transformar casi por completo en una dolomía de grano grueso, borrando casi la totalidad de sus características originales (ver apartado 3.1).

Estos distintos fluidos graban su paso por la roca, dejando evidencias de sus características así como del entorno en el que se produjeron. Para una mejor comprensión de la evolución geológica de los cuerpos dolomitizados, Warren (2000), en su revisión sobre el estado del arte en el estudio de la dolomita y los procesos de dolomitización, analiza las técnicas más importantes que se requieren para determinar la historia diagenética completa de los cuerpos dolomíticos. Los cuatro grupos de herramientas que más se utilizan de acuerdo a su orden de importancia para entender las relaciones petrológicas y geológicas son:

- Petrografía y geometría del depósito dolomítico.
- La composición y patrones de distribución de elementos traza.
- Geoquímica de isotopos estables.
- Geoquímica y microtermometría de inclusiones fluidas.

Debido a las grandes exigencias de los métodos analíticos empleados en el presente trabajo y el proyecto del cual se desprendió este trabajo, solo una pequeña parte de los núcleos seleccionados resultó adecuado para la evaluación de la aplicación de los estudios microtermométricos y espectroscópicos y, en el caso de los pozos estudiados en esta tesis, son sorprendentemente nulos.

Las metodologías y técnicas que a continuación se presentan tuvieron como objetivo principal la obtención de información petrológica a partir de la cuál se desarrolla la discusión y los modelos diagenéticos propuestos en este trabajo. Se presentan en tres grupos principales: técnicas petrográficas, técnicas geoquímicas y técnicas aplicadas a inclusiones fluidas.

2.2. Metodología y equipos

En este apartado se presentará la metodología y equipos utilizados para la preparación de muestras y análisis petrográficos y químicos realizados.

La metodología utilizada en este estudio se dividió de la siguiente manera:

1. Muestreo de núcleos, preparación de muestras y laminación.
2. Petrografía de luz transmitida, fluorescencia UV, catodoluminiscencia.
3. Petrología de inclusiones fluidas.
4. Análisis de isotopos estables.
5. Microscopía electrónica de barrido.

2.2.1. Muestreo de núcleos, preparación de muestras y laminación

Muestreo de núcleos

La selección de los núcleos de perforación tuvo como objetivo obtener las muestras más representativas de los procesos diagenéticos. De esta forma se seleccionaron los núcleos que mostraran un mayor grado de dolomitización, mayor número de fracturas rellenas, porosidad vugular y se evitaron los fragmentos de núcleos donde se observaron otras litologías que no mostraron con facilidad algún grado de diagénesis como las arenas, evaporitas y arcillas. Para el caso de los pozos estudiados las muestras dolomitizadas fueron núcleos que cortaron toda la columna del Mesozoico.

De todas las muestras observadas no se vieron cambios importantes de litología durante el Cretácico ni repetición de intervalos. El muestreo se llevó a cabo por miembros de el grupo de Geofluidos del CGEO de la UNAM, con la supervisión del Dr. Mateu Esteban (Repsol) y personal del Activo de Exploración Marina de PEMEX.

Preparación de las muestras

Las muestras fueron cortadas mediante una sierra diamantada de baja velocidad. Este tipo de sierra utiliza agua como lubricante, para evitar tanto la deformación mecánica de los cementos carbonatados por fricción ocasionando cambios en las inclusiones fluidas (decrepitación), así como la impregnación por hidrocarburos utilizados como los lubricantes habituales en las sierras diamantadas. Como las muestras de los núcleos de pozos son escasas e imposibles de reemplazar se maximizó en la medida de lo posible utilizando secciones contiguas para el estudio petrográfico, y en su cara contigua para los estudios microtermométrico y de geoquímica.

Láminas delgadas

Las secciones de roca cortadas fueron impregnadas en frío mediante una resina epóxica teñida con anilinas azules para distinguir entre la porosidad original y la artificial (artefactos) producida durante el corte de las muestras. Una vez teñidos los cortes una de las caras de la muestra fue desbastada a mano mediante el empleo de polvo abrasivo de carborundum de tamaño de grano sucesivamente más fino. Se efectuó el pegado a un porta objetos de vidrio tamaño geológico standard mediante una resina de curado UV de índice de refracción similar al bálsamo del Canadá. La muestra fue adelgazada hasta aproximadamente 100 micras utilizando una laminadora Petrothin Buehler.

El acabado de la muestra se realizó a mano utilizando polvo abrasivo de carborundum hasta obtener una lámina de aproximadamente 40 micras de grosor; se llegó hasta las 33 micras de grosor (carbonatos con colores de cuarto orden en la tabla de Michel-Levy). Las láminas finales fueron pulidas a calidad espejo para no necesitar cubre-objetos y para poder ser analizadas por catodoluminiscencia y SEM EDS, siendo analizadas en cortos periodos de tiempo para evitar dañar las láminas y posteriormente a la petrografía de luz transmitida. La laminación se llevó a cabo en el laboratorio del Centro de Geociencias y en el laboratorio comercial de petrografía Warner Petrographic en la ciudad de PheoPólux.

Laminas doblemente pulidas para microtermometría

Las muestras seleccionadas para el estudio de inclusiones fluidas fueron cortadas en pequeños dados, introducidas en moldes de silicona e incluidas en resina acrílica de baja temperatura de curado, para facilitar su posterior manipulación. La resina de baja temperatura de curado se utiliza para no sobrecalentar las inclusiones que pudiesen contener estas muestras, provocando la modificación de las propiedades volumétricas de las mismas (decrepitación). Una vez realizada la inclusión con resina de la muestra, se desmolda, se desbasta una cara de la muestra mediante abrasivo de carborundum, y se prepara para su pulido metalográfico. Este se realiza mediante una pulidora metalográfica Discoplan CS Struers y abrasivo de diamante de 3 y 1 μ de diámetro. Una vez que se ha obtenido una superficie con brillo “espejo”, la muestra se pega a un portaobjetos por la cara pulida mediante una resina que sea soluble en acetona. La muestra se corta y se desbasta hasta un grosor que depende del grado de transparencia de la misma. Cuanto más gruesa sea la lámina, más posibilidades de encontrar inclusiones fluidas abundantes. No obstante, cuanto más gruesa, será menos transparente, por lo cual es importante llegar a un buen equilibrio entre ambos parámetros, para el caso de los carbonatos de origen sedimentario se utiliza entre 80 y 100 μ de grosor. Posteriormente se pule la cara recién cortada a grado espejo.

Para el estudio microtermométrico se separaron en una caja de petri con acetona las muestras del portaobjetos, limpiándose de resina ya que esta se degradaría durante su calentamiento, pegando la muestra a la platina y volviéndola inservible. Las láminas de muestra doblemente pulida se fracturan para que puedan ser introducidas en las cápsula de vidrio de cuarzo de la platina microtermométrica. Antes del despegado de la muestra, es necesario realizar su estudio petrográfico. La elaboración de las láminas doblemente pulidas se llevó a cabo en el laboratorio de laminación del Centro de Geociencias de la UNAM Campus Juriquilla.

2.2.2. Petrografía de luz transmitida, fluorescencia UV, catodoluminiscencia

Microscopía de polarización de luz transmitida

Para el análisis petrográfico se prepararon 22 láminas delgadas de los núcleos muestreados. El estudio se realizó a través de un microscopio binocular de luz transmitida y reflejada con polarización Olympus SZX-12 (Fig. 2.1) para determinar texturas mesoscópicas y el microscopio petrográfico de polarización Olympus BX-51 (Fig. 2.2) de transmisión/reflexión para mayor detalle. Estos estudios se enfocaron a la descripción a detalle de las características petrográficas; tipo de dolomita,



Figura 2.1: Fotografía del microscopio binocular Olympus SZX-12 utilizado en este estudio (Laboratorio de Geofluidos, CGEO, UNAM).

arreglo mineral y tamaño de cristales, así como del tipo de porosidad y de fracturas presentes, tipo de cementos, sobrecrecimientos y rasgos de disolución.

La clasificación utilizada es la propuesta por Sibley y Gregg (1987) para describir las texturas que se producen como resultado de la cinética de nucleación y crecimiento de la dolomita. Las principales divisiones de esta clasificación se basan en las distribuciones del tamaño del cristal, pudiendo ser unimodal o polimodal, y sobre la forma planar o no planar de los bordes de los cristales. Por otro lado el relleno de fracturas incluye cemento y dolomita que reemplaza cemento preexistente. También se utilizó la clasificación de carbonatos de Dunham (1962; ver Anexo C) ya que es la que utiliza Petróleos Mexicanos para la descripción de núcleos de roca.

Fluorescencia UV

Se utilizó la técnica de fluorescencia UV para las secciones delgadas pulidas de dolomías empleando un microscopio Olympus BH2 con objetivos de 5x, 10x y 50x de ultra largo alcance, con cámara digital integrada Qimaging MicroPublisher de 5, con un quemador Olympus con una longitud de onda de 480 n.m (Fig. 2.3). Estos estudios se practicaron con el fin de reconocer la fábricas originales de las muestras previas a la dolomitización, así como para determinar los controles para la impregnación o atrapamiento de los hidrocarburos.



Figura 2.2: Fotografía del microscopio petrográfico de polarización Olympus BX-51 utilizado en este estudio (Laboratorio de Geofluidos, CGEO, UNAM).



Figura 2.3: Fotografía del microscopio de fluorescencia UV Olympus BH2 con lámpara de mercurio (izquierda) y filtro para luz ultravioleta, utilizado en este estudio (Laboratorio de Geofluidos, CGEO, UNAM).

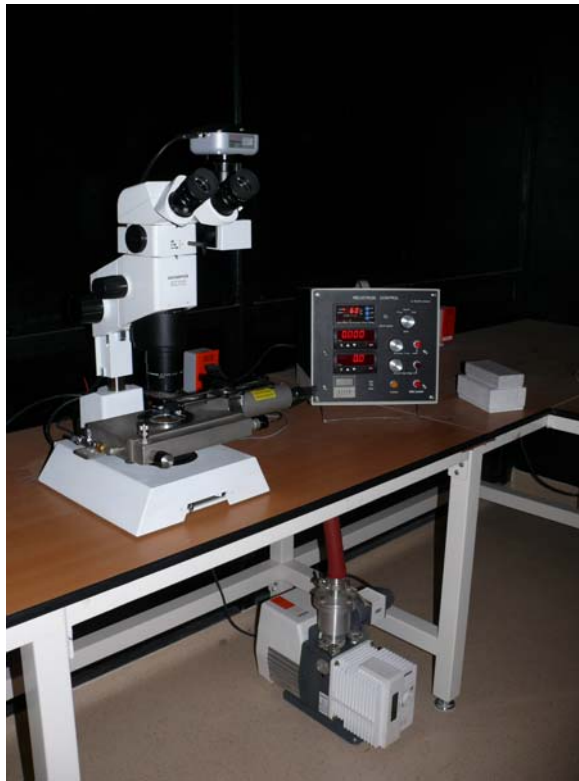


Figura 2.4: Fotografía del microscopio SZX-12 y platina de catodoluminiscencia Reliotrón con su control de amperaje y voltaje (derecha) y la bomba de vacío (abajo), utilizados en este estudio (Laboratorio de Geofluidos, CGEO, UNAM).

Catodoluminiscencia

La técnica de catodoluminiscencia se utiliza para determinar a detalle los cambios producidos por los fluidos diagenéticos sobre la roca, con lo que se puede realizar una estratigrafía de cementos, ver recrecimientos, corrosiones, etc. Mediante esta técnica se pueden determinar las características originales de la roca (protolito), así como las evidencias de cambios diagenéticos. El análisis se llevó a cabo utilizando secciones delgadas pulidas. Esta técnica sirvió para afinar detalles de las descripciones macroscópicas y microscópicas realizadas por el personal de Activo de Exploración Marina de PEMEX. El análisis se llevó a cabo con un microscopio binocular Olympus SZX-12 y la platina de catodoluminiscencia marca Reliotrón (Fig. 2.4). Las condiciones de operación que se manejaron fueron de entre 9 y 11 kV en potencia con una corriente de 0.4 a 0.5 mA, el rayo de electrones se enfocó entre 2 cm ha 0.5 cm dependiendo de la luminiscencia de las muestras. En el apartado de técnicas se explicará el funcionamiento de esta técnica.

Todo el trabajo de descripción petrográfica se llevó a cabo en el laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias de la UNAM (Querétaro). Se obtuvieron fotografías de todas la láminas delgadas con camaras digitales Qimagin Micropublisher de 5 Mp, con el CCD enfriado mediante efecto Peltier, y el programa libre (freeware) de captura digital QCapture para

computadoras Apple Macintosh. Las descripciones de las técnicas y los aparatos utilizados se desarrollara ampliamente en el apartado de técnicas.

2.2.3. Petrología de inclusiones fluidas

Petrografía de inclusiones fluidas

La petrografía de inclusiones fluidas es un paso previo al análisis de las mismas mediante microtermometría. En esta etapa se utilizan láminas gruesas de roca, doblemente pulidas, y se define:

1. Los diferentes minerales que componen la secuencia mineral de cementos, definida mediante el estudio de petrografía de cementos.
2. En cada mineral, los diferentes tipos de inclusiones fluidas presentes (acuosa; vapor; acuosa + vapor; acuosa + vapor + sólidos; hidrocarburos; hidrocarburos + gas; hidrocarburos + gas + sólidos; hidrocarburos + gas + agua; hidrocarburos + gas + agua + sólidos).
3. El carácter primario (asociado al crecimiento del cristal), secundario o pseudosecundario de las inclusiones (en exfoliación o fracturas ínter-cristalinas).
4. La presencia de asociaciones de inclusiones fluidas, en el sentido de Goldstein, con evidencias de atrapamiento coetaneo de inclusiones acuosas y de hidrocarburos.

Para este fin se utilizó el laboratorio de microscopía óptica y espectrometría del Programa de Geofluidos del CGEO (UNAM), que consta de un microscopio petrográfico de polarización Olympus BX51 (Fig. 2.2), una lupa binocular petrográfica Olympus SZX-12 (Fig. 2.1) y un microscopio de fuente UV Olympus BH2 (Fig. 2.3).

Microtermometría y técnicas espectroscópicas de inclusiones fluidas

La microtermometría es un estudio previo indispensable para todo tipo de inclusiones fluidas (tanto acuosas como de hidrocarburos), que se realiza con anterioridad a la aplicación de los métodos espectroscópicos (UVF, FTIR, Raman; Fig. 2.5) o de análisis directo (crush-leach). Del análisis microtermométrico en inclusiones fluidas se obtienen tres tipos fundamentales de información:

1. T_e = temperatura eutéctica del sistema.

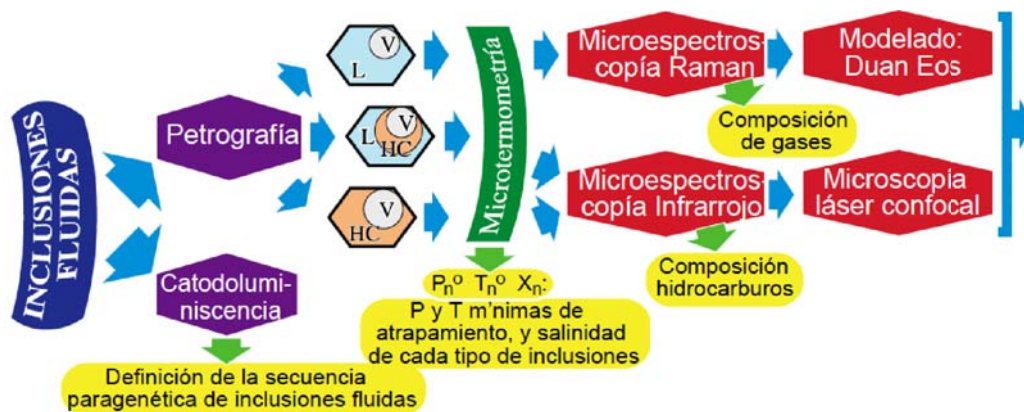


Figura 2.5: Diagrama de técnicas espectrométricas a partir de las IF (Levresse et al., 2006) .

2. T_f = temperatura de fusión del último cristal de hielo dentro de la inclusión.
3. T_h = temperatura de homogeneización de la inclusión.

Generalmente, en inclusiones fluidas acuosas se observan estos tres parámetros, pero en las de hidrocarburos generalmente sólo se puede medir la T_h . Para el caso de los pozos estudiados en esta tesis, no se pudo aplicar esta técnica, a pesar de haber hecho esfuerzos considerables, por lo que no se extenderá la descripción de esta metodología.

2.2.4. Análisis de isótopos estables

Micromuestreo para análisis isotópico de carbonatos

El micromuestreo consiste en la obtención de pequeñas cantidades de muestra (en nuestro caso de calcita y dolomita) a partir de la perforación de los cementos cuya secuencia se ha determinado previamente mediante el uso de catodoluminiscencia en la lámina gruesa pulida. Este polvo se obtuvo mediante la utilización de un microtaladro Merchantek Micromill (controlado por computadora) en el Laboratorio de Isotopía Estable de la Universitat de Barcelona (Fig. 2.6). Las zonas de las que se obtienen micromuestras, para su posterior análisis isotópico, se han seleccionado con base en la estratigrafía de cementos y sus características petrológicas. El polvo obtenido de cada micromuestreo queda pegado al taladro por carga superficial (electricidad estática). Este polvo es recuperado en cápsulas de vidrio previamente calibradas, pesado y preparado para su análisis en un espectrómetro de masas estables. Para cada punto a analizar se obtienen entre 70 y 160 microgramos de muestra.

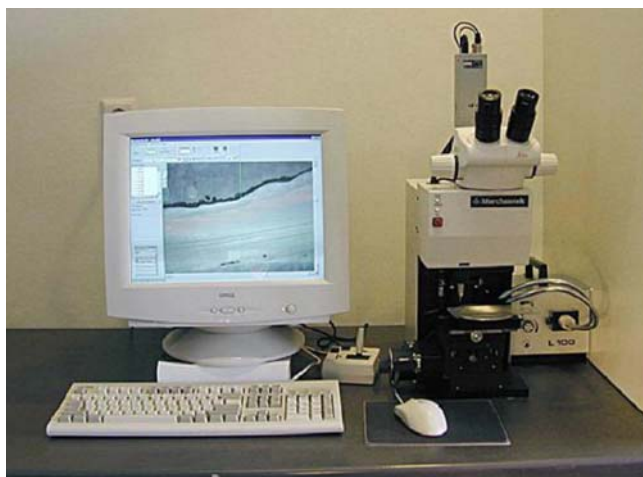


Figura 2.6: Fotografía del microtaladro Merchantek Micromill del Laboratorio de Isotopía Estable de la Universitat de Barcelona.

Análisis Isotópico

Dependiendo del material a analizar, para cada muestra se separó el cemento de calcita y/o dolomita, y/o la matriz con el auxilio de un disco de corte montado en un micro taladro. Posteriormente las muestras fueron trituradas a fragmentos menores de 1mm de diámetro en un mortero de ágata. Se realizó un proceso previo de limpieza y posteriormente fueron pesados aproximadamente 25-40mg de cada muestra y se colocaron en un frasco reaccionador con 5-7 ml de ácido ortofosfórico (H_3PO_4) al 100 %. El CO_2 producido fue separado y purificado criogénicamente a través de trampas de nitrógeno líquido (-190°C) y mezcla de hielo seco y alcohol (-80°C). Los recipientes con el CO_2 purificado se colocaron en el sistema automático de introducción del espectrómetro de masas para isótopos estables Finigan MAT 25 de la Universitat de Barcelona, para determinar la composición isotópica de las muestras. El espectrómetro da el resultado de cada análisis directamente en unidades de ^{13}C y ^{18}O con respecto al patrón internacional VPDB.

2.2.5. Microscopía electrónica de barrido (SEM-EDS).

Esta técnica se basa en la observación de la superficie de la muestra mediante el bombardeo de electrones. El SEM-EDS es un instrumento versátil cuya principal utilidad consiste en la adquisición de imágenes mediante la técnica de retrodispersión, poniendo de relieve variaciones en el crecimiento de los cristales (zoneamientos, corrosiones, etc.) gracias a la diferencia composicional de cada una de dichas bandas (variaciones en la cantidad de elementos traza, etc.). Asimismo, es posible llevar a cabo un análisis cualitativo de la variación composicional gracias al análisis de la intensidad de los electrones retrodispersados (EDS).



Figura 2.7: Fotografía del microscopio electrónico Hitachi TM-1000. Procesador de datos para EDS (izquierda), aparato SEM, (centro derecha) controlador digital de la platina con movimiento X-Y (centro izquierda), computadora controladora (derecha).

En el presente trabajo se utilizó el microscopio de mesa Hitachi TM-1000 (Fig. 2.7). Este aparato, a diferencia de los SEM-EDS clásicos, no necesita cubrirse la muestra por grafito u oro, ya que con un juego de equilibrio con el vacío, logra encontrar las condiciones de conducción ideal para que los electrones se mantengan fluyendo sobre la superficie.

El aparato consiste en un cuerpo principal formado por una cámara blindada, un emisor de electrones, un detector de rayos X, lentes condensadores de las partículas y objetivos (lentes de aumento) con un magnificador de aumento de 20 X hasta 10,000 X. Las muestras se montan sobre una platina con movimiento en los ejes X y Y controlada por un control digital. El aparato cuenta externamente con un procesador de datos para el EDS, una bomba de vacío que evacua el aire de la cámara blindada y una Laptop por medio de la cual se toman las imágenes y los datos EDS (Fig. 2.7).

Para aumentar la visibilidad en algunos de los fragmentos de roca la muestra fue expuesta a HCl al 10 % por unos minutos para así limpiar de impurezas la roca.

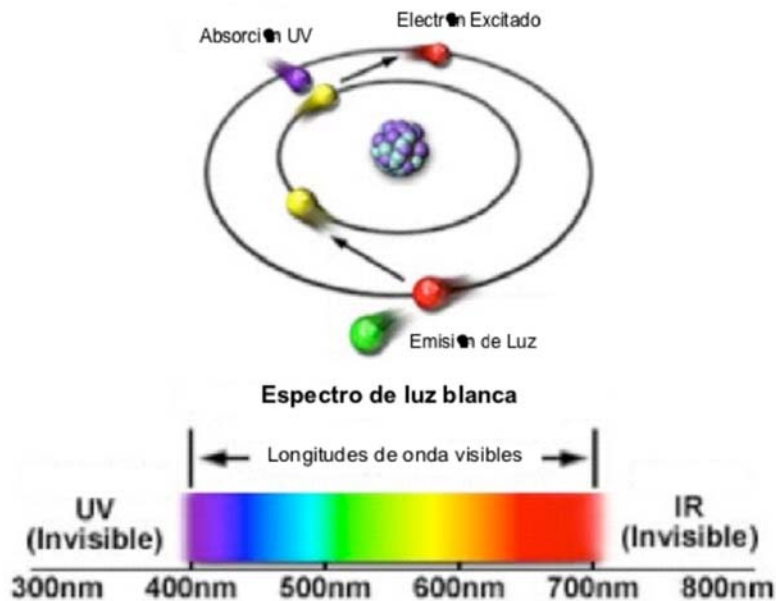


Figura 2.8: Diagrama del principio de fluorescencia. El electrón absorbe los rayos UV, es excitado y cambia su nivel de energía y luego es liberado en forma de luz visible (Lamadrid, 2007).

2.3. Técnicas

2.3.1. Microscopía de fluorescencia UV

La fotoluminiscencia se origina por la excitación de una molécula mediante fotones y dependiendo del grado de excitación se desarrollan ciertas propiedades como la fluorescencia (respuesta de luz inmediata) y la fosforescencia (respuesta retardada de la luz). La fluorescencia se utiliza en el estudio de inclusiones fluidas con petróleo debido a que la mayoría de los hidrocarburos al ser excitados emiten luz en el rango visible (400-700 nm; Fig. 2.8). Esta emisión de fluorescencia de las moléculas orgánicas se debe a la vibración de moléculas con doble enlace de carbono (Munz, 2001).

Como fuente de excitación se utiliza una lámpara de mercurio a alta presión así como filtros para limitar la longitud de onda de la fluorescencia del petróleo (aproximadamente 480 nm). El espectro de luz emitida puede ser cuantitativamente determinado por un espectrómetro, o cualitativamente determinado por observación del color de la luz fluorescente. La relación entre los colores de fluorescencia y la composición es altamente compleja. Los principales componentes químicos que provocan la fluorescencia son los hidrocarburos aromáticos (Munz, 2001), sin embargo, la existencia de compuestos dominados por N, S u O pueden alterar la fluorescencia bajo ciertas longitudes de onda (Khorasani, 1987), efecto que para evitarse deben de utilizarse filtros adecuados. En la mayoría de los casos la composición de los hidrocarburos y, por lo tanto, su fluorescencia dependen

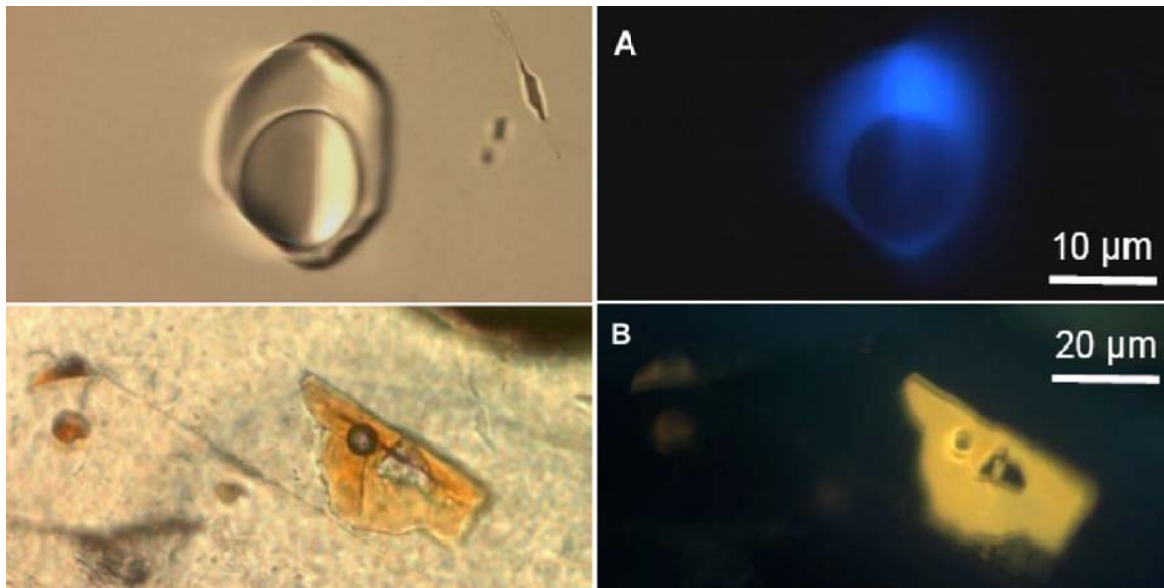


Figura 2.9: Imágenes de inclusiones fluidas con petróleo tomadas bajo luz transmitida (izquierda) y bajo fluorescencia UV (derecha). A) Fluorescencia azul de una inclusión con aceites ligeros. B) Fluorescencia naranja de una inclusión fluida con aceites pesados (Pironon et al., 1998)

en mucho del origen, madurez térmica y ciertos aspectos de migración y degradación biológica. Así ciertas propiedades como la gravedad API pueden determinarse (cualitativamente) por el color de la fluorescencia. Los aceites pesados muestran emisiones a mas altas longitudes de onda que los aceites ligeros (Fig. 2.9), lo cual dependiendo de los filtros utilizados, serían colores amarillos y rojos para los aceites pesados, y azules o blancos para los aceites ligeros (Munz, 2001). Este equipo se utiliza para observar la distribución de la materia orgánica no degradada en la roca, así como los controles de impregnación (en fracturas, poros, entre cristales, etc.) y algunas texturas relictas en las dolomitas (Munz, 2001).

2.3.2. Catodoluminiscencia

La catodoluminiscencia (CL) es la emisión de luz (radiación) resultado del bombardeo de rayos catódicos sobre la superficie de ciertos materiales. Estos materiales al ser bombardeados por el haz de electrones responden de acuerdo a sus características físicas y químicas emitiendo radiación dispersa de distintas intensidades (longitud de onda). Esta longitudes de onda son características de cada material y de las imperfecciones de este. Debido a lo anterior esta técnica petrográfica es un herramienta invaluable en el estudio de materiales geológicos ya que las imperfecciones de los minerales suelen estar en función de los ambientes y procesos de Formación.

Para el caso de los ambientes sedimentarios y las rocas carbonatadas, la información obtenida es de vital importancia, dado que los carbonatos suelen grabar las características de los procesos que

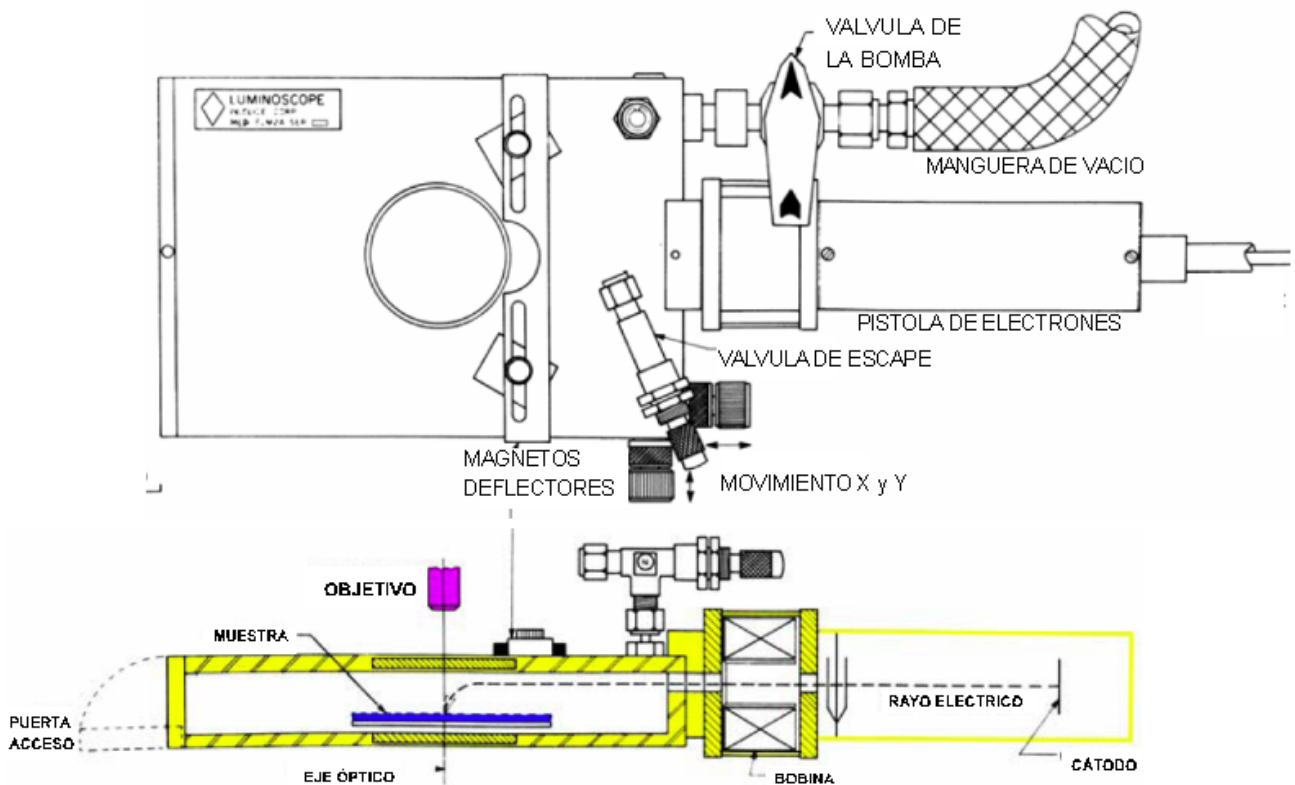


Figura 2.10: Diagrama esquemático de la platina de catodoluminiscencia Luminoscope ELM-2A, muy similar a la Reliotrón que se utilizó. El haz de electrones se forma en un descarga catódica, pasa a través de la bobina focalizando el haz. Los magnetos deflectores se utilizan para mover a placer el haz de electrones dependiendo del área que se desea iluminar. La bobina aumenta o disminuye el diámetro del haz (modificado de Marshall, 1988)

los afectaron durante su depósito y los subsecuentes procesos diagenéticos que las han modificado.

La CL se utiliza para determinar cualitativamente diferencias químicas entre los remanentes preservados de componentes deposicionales con los sucesivos cambios químicos durante la diagénesis. Estos cambios químicos en los materiales, producto distintas concentraciones en algunos elementos trazas o elementos como el Mn^{2+} , y el Fe^{2+} , en menor medida el Co^{2+} , y el Ni^{2+} , producen respuestas luminiscentes distintas al estar sometido el material bajo el haz de electrones. Los colores que se observan van del anaranjado al rojo y su intensidad se describe como no luminiscente, luminiscencia mate o brillante. Como regla general al incorporar Mn^{2+} , en la red cristalográfica de materiales (no como contaminación sino como parte del arreglo molecular o atrapado en este) como la calcita se estimula la luminiscencia mientras que la incorporación de Fe^{2+} , se reduce esta.

Funcionamiento

La pistola de electrones genera un flujo de cationes mediante una descarga eléctrica entre dos electrodos con diferencia de potencial, esta descarga ioniza las moléculas de aire dentro de la

camara, acelerando particulas positivas que se desplazan hacia el cátodo, en donde a su vez se produce un bombardeo de iones positivos que se aceleran hacia el anodo. Esta relación produce una descarga constante que es focalizada a través de la bobina hacia la bóveda donde se localizan las muestras. Para que el flujo de electrones sea coherente (sin dispersión), se necesita que la bóveda de la muestra se encuentre bajo un alto vacío. La válvula de escape se utiliza para cuando el vacío se vuelve excesivo y se necesite enrarecer la bóveda de la muestra en busca de una mayor luminiscencia. La falta de vacío puede descontrolar el haz de electrones, causando una dispersión peligrosa, por lo que es necesario mantener las condiciones de vacío lo más constantes posibles (Fig. 2.10).

Se prefirió montar la platina de CL en el microscópio binocular Olympus SZX-12 por sobre un microscópio petrográfico normal, debido a que este microscópio tiene un campo visual y de aumento mayor al petrográfico normal, proporcionando así una visión de toda la lámina delgada, para determinar las texturas y los patrones luminiscentes de la muestra a gran escala.

El haz de electrones se controla mediante una perilla manual en la que se controla la bobina en la pistola de electrones o mediante el equipo de control Reliotrón en donde se controla la potencia y el amperaje. El aparato de control posee un display análogo donde se verifica la presión, amperaje y potencia.

Las muestras suelen dañarse con el uso excesivo del rayo de electrones y no se recomienda para materiales que sean afectados por cambios de temperatura. Por lo anterior se recomienda no usar las mismas muestras para estudiar IF y/o Fluorescencia UV, que para el estudio de CL.

Parte II

Marco Teórico

Capítulo 3

La Dolomita

3.1. Dolomita, el mineral

La dolomita - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ - engloba a varios componentes de una serie de solución sólida con una relación similar pero no idéntica de Mg/Ca, esta característica de solución sólida le da al mineral la capacidad de cambiar su relación de Ca y Mg sin afectar en gran medida las propiedades ópticas de las dolomitas (Warren, 2000). La variación del pH, la presión y la temperatura (entre otras) favorecen una transformación sutil en su red (estructura) cristalina (Fig. 3.1), similar a la que ocurre en otras series isomórficas, como los feldespatos en la serie de las plagioclasas (anortita – andesita; Land, 1985). Así como los feldespatos forman una serie isomórfica continua de variaciones químicas, al cambiar su relación de Mg/Ca a condiciones más estequiométricas (fases más estables y ordenadas), la dolomita forma un espectro de fases que van de un polo más cálcico a otro más magnésico (Fig. 3.2).

En ambientes diagenéticos, cada dolomita nueva se forma a partir de la disolución completa o parcial de la dolomita anterior (los núcleos turbios suelen ser residuos del cristal anterior). Este continuo reequilibrio que ocurre durante la historia diagenética, reduce significativamente la capacidad de retener la composición original en elementos traza (para entender las condiciones de deposición o precipitación) y constantemente reequilibra la composición isotópica originales de la dolomita.

Durante las últimas dos décadas, un número importante de trabajos (Arvidson and Mackenzie, 1999; Budd, 1997; Esteban and Taberner, 2003; Hardie, 1996; Hood, Nelson and Kamp, 2004; Kamber and Webb, 2001; Land, 1998; Machel and Mountjoy, 1990; Machel and Cavell, 1999; Machel, 2000; Morrow and Ricketts, 1986; Warren, 2000), han hecho referencia a que el reequilibrio en la dolomita de origen sedimentario se debe a un patrón de maduración o envejecimiento al que

se denomina regla de pasos de Ostwald o maduración de Ostwald (Gregg, Howard and Mazzullo, 1992; Nordeng and Sibley, 1996, 1992). Esta regla plantea que la transformación de una fase mineral inestable a una estable bajo condiciones medio ambientales, requiere de una o varias fases intermedias. En el caso de la serie calcita-dolomita pasa por cuatro etapas de calcita menos estable, calcita magnésiana, dolomita no estequiométrica y dolomita estequiométrica (Fig. 3.3). Esta transformación es función directa de la energía de superficie de los minerales, donde el proceso de recristalización favorece el crecimiento de cristales grandes a las expensas de los cristales más pequeños, es decir, los cristales para poder seguir creciendo necesitan llegar a un tamaño específico llamado tamaño crítico. Una vez que los cristales llegan a este tamaño crítico continúan su crecimiento y los que no logran ese tamaño crítico son disueltos (Warren, 2000).

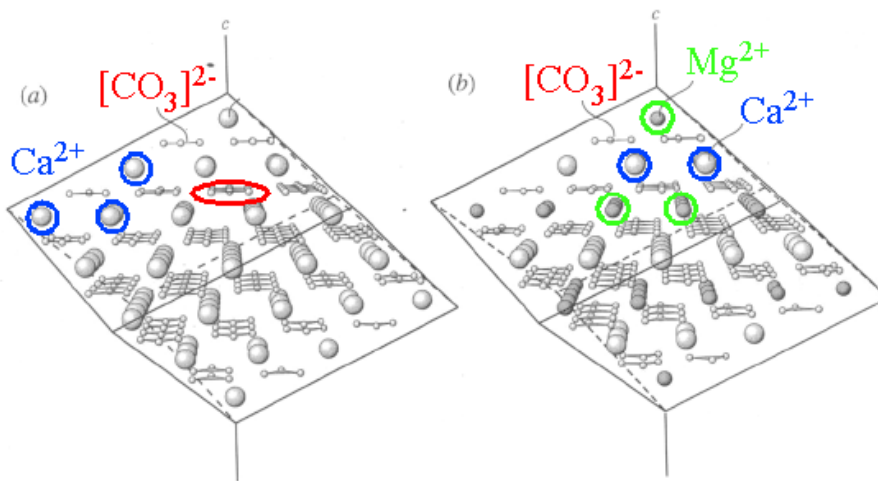


Figura 3.1: Diagrama de la estructura molecular de los carbonatos. a) Estructura molecular de la calcita. b) Estructura molecular de la dolomita (modificado de Nesse and Schulze, 1991).

Otra característica interesante de este mineral es que esta continua disolución-reprecipitación, permite crear o destruir porosidad y permeabilidad un número indeterminado de veces en la historia diagenética. La dolomitización también crea nuevos cristales con crecimientos romboédricos que siguen las zonas de disolución de su precursor menos estable. La repetición de estos procesos, sin una cementación completa de los poros, puede generar porosidad intercrystalina repetidas veces durante la historia de enterramiento de la roca.

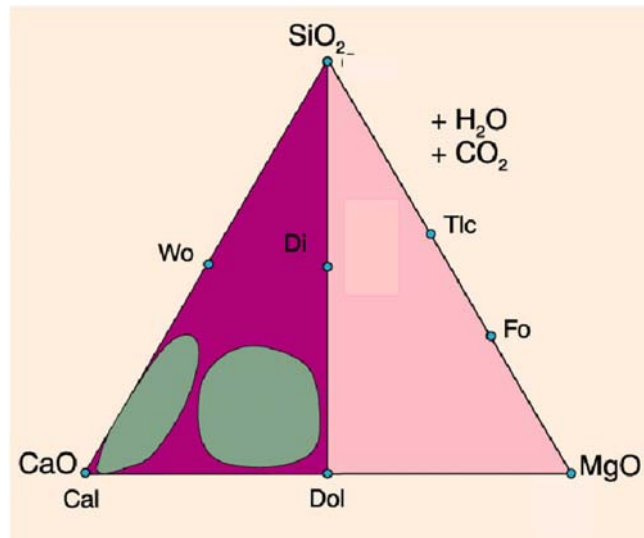


Figura 3.2: Diagrama ternario de los carbonatos. En gris se muestran las zonas donde se ubican las calizas y las dolomías.

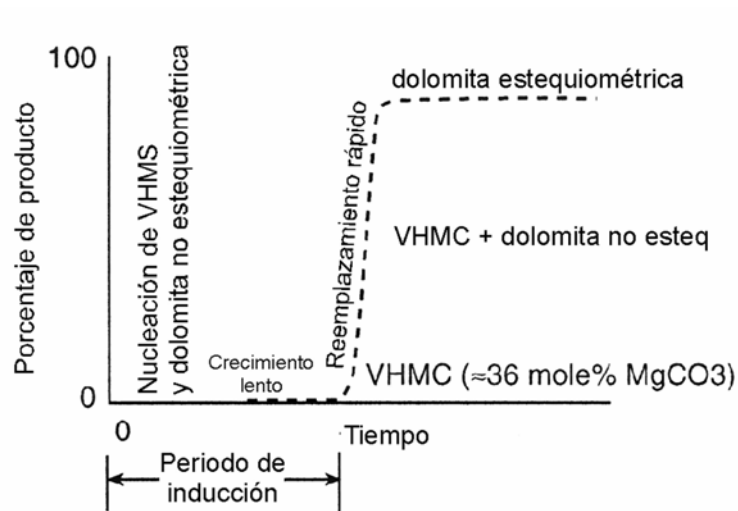


Figura 3.3: Diagrama de precipitación de dolomita con respecto al tiempo, desde la nucleación de la calcita magnesiana (VHMC), la dolomita no estequiométrica hasta la precipitación final de las fases más estequiométricas (modificado de Warren, 2000).

3.2. Dolomía la roca

El nombre original “dolomie” fue dado por N.T. Saussure, en 1792 en honor del geólogo francés Deodat Guy de Dolomieu (1750-1801) y fue aplicado por primera vez en los Alpes (Tiroleses). Usualmente, las rocas carbonatadas antiguas se componen de dos minerales principales, la calcita y la dolomita. Cuando una roca posee en su mayor parte calcita, se le conoce como caliza y si posee más dolomita se le conoce como dolomía (en inglés la roca se llama igual al mineral “dolomite”; Warren, 2000).

Sperber, Wilkinson and Peacor (1984) realizaron una base de datos con trabajos expuestos en la literatura y propios sobre las rocas carbonatadas de Norteamérica, encontrando una curiosa correlación bimodal, utilizando histogramas de frecuencia, con respecto a la concentración de dolomita en los carbonatos (Fig. 3.4), observaron que existe una cantidad mucho mayor de rocas con muy poca dolomita (0-10 % de $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) y con mucha dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) que rocas con porcentajes intermedios. Estos mismos autores propusieron una explicación a este fenómeno con base en la disponibilidad de Mg en sistemas diagenéticos abiertos (para el caso de la dolomías), en donde circularían grandes cantidades de fluidos con concentraciones altas de Mg/Ca, y cerrados (para las calizas) en donde la baja carga hidráulica impediría el reequilibrio y sustitución de las calcitas a dolomitas.

La dolomita es un mineral susceptible a sufrir constantes reequilibrios durante su historia diagenética, razón por la cual durante mucho tiempo no se realizaron estudios detallados de la petrografía de estas rocas por la errada concepción de que la dolomitización siempre oblitera las estructuras primarias (Warren, 2000). En la medida en que se fueron aplicando otras técnicas microscópicas (luz polarizada difusa o de campo oscuro) se pudo ver que incluso en los cristales más grandes y euhedrales aparecían conservadas microfacies y estructuras primarias. Otras técnicas que también mejoran la observación de estructuras primarias son la catodoluminiscencia (Walker and Burley, 1991) y la fluorescencia UV (Dravis and Yurewicz, 1985).

3.3. Clasificación de dolomitas

En este trabajo se usará la clasificación textural propuesta por (Sibley and Gregg, 1987), ya que esta clasificación, a diferencia de otras, involucra un carácter petrogenético más que meramente descriptivo, debido a que las texturas pueden sugerir rangos de temperatura de formación y, por analogía, incluso ambientes de formación (Fig. 3.5).

Silbey & Gregg (1987) basaron esta clasificación en las relaciones entre la distribución del tamaño de los cristales y la forma de las aristas en los límites entre cada cristal, dados por la regla de

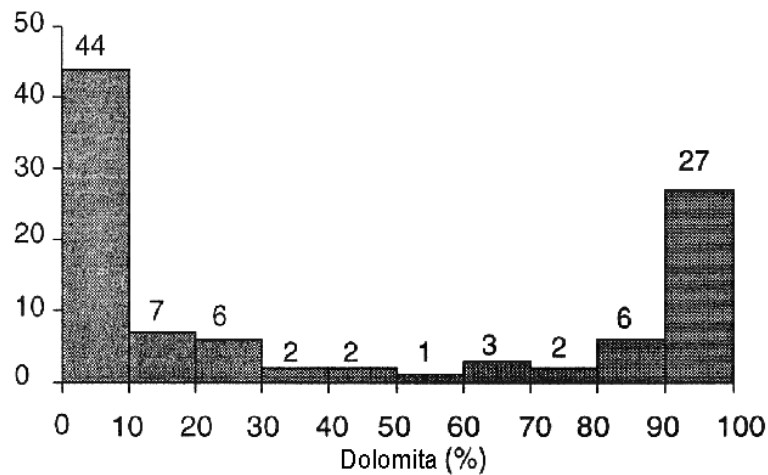


Figura 3.4: Gráfica de contenido de dolomita en carbonatos (modificado de Sperber et al., 1984).

fases de Ostwald (Sibley et al., 1994). Los límites entre cristales se clasifican como planar o no planar. Los primeros se caracterizan por tener caras planas y caras de contacto (aristas) rectilíneas con respecto a los cristales vecinos. Los segundos (no planares) suelen presentar caras de contacto (aristas) curvadas, irregulares y/o serradas (Fig. 3.5).

La “dolomita planar” se desarrolla por crecimientos en fases (buscando el equilibrio estequiométrico), y se da durante la diagénesis temprana o dependiendo de las condiciones cinéticas y térmicas de los fluidos más tardíos, forma texturas euhedrales, anhedrales o subhedrales conocidas como texturas planares E, A o S (Fig. 3.5).

Gregg & Sibley (1984) proponen que los cristales con límites de cristal planares (idiotópicos) sugieren temperaturas de crecimiento menores a 50°C y los no planares (xenotópicos) temperaturas superiores a los 50°C. Los mosaicos planares y no planares pueden formarse como reemplazamientos de calcita o de un precursor menos estable de dolomita, así como cementos aislados sin alterar las condiciones originales de la roca.

La distribución unimodal o polimodal de los cementos es función del tiempo de reequilibrio a la que se sometió la roca. Según la Regla de Ostwald, a mayor tiempo de equilibrio entre un fluido y la roca, los cristales de dolomita presentarán un mayor equilibrio textural, reflejado en un tamaño más homogéneo de los cristales. Muchas dolomitas planares bien cristalizadas tienen los centros sucios o turbios y los límites de los cristales son claros. Estos centros turbios son la evidencia de la existencia de un cristal precursor y la razón de ese color sucio puede ser debido a:

- La presencia de inclusiones sólidas de dolomitas menos estequiométricas o de otros minerales (sericita, arcillas, materia orgánica grafitosa),.
- Microcavidades de disolución generadas durante la recristalización de la roca.

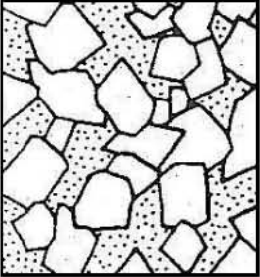
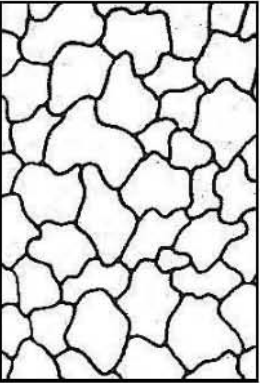
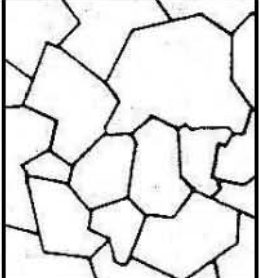
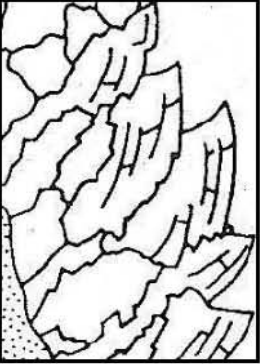
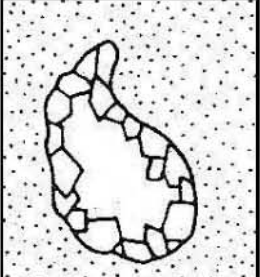
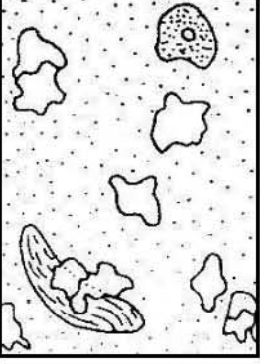
- Pequeñas inclusiones fluidas rellenas de una salmuera residual rica en Ca. En ocasiones se pueden observar diferencias en la composición de Fe y Mg entre el centro y los bordes del cristal (Sibley et al., 1994),
- Diferencias en el patrón de distribución de los elementos traza (Land, 1985).
- Cambios en las velocidades de crecimiento o en la relación disolución/reprecipitación.

Una textura en las dolomías que indica unas condiciones de precipitación especiales es la dolomita barroca, dolomita en silla de montar o “*saddle dolomite*” (Radke and Mathis, 1980), característicamente no planar, con caras curvas y extinción ondulante, típica en ambientes de temperaturas moderadas a altas (60-200°C).

3.4. Modelos de dolomitización

Después de la deposición de los sedimentos, en la medida que la roca subside, las condiciones iniciales de las aguas connatas y de los sedimentos en presión (P), temperatura (T) y composición (X), tienden a ser modificadas por la interacción con fluidos diagenéticos con características en P, T y X diferentes. Estos cambios suelen hacer que la roca experimente sucesivos reequilibrios químicos y texturales durante su historia. Así, el proceso dolomitizador se compone en realidad de complejos eventos tectono-hidráulicos que provocan el flujo de fluidos de distintas condiciones P, T, X a través de los poros o inhomogeneidades (bordes de grano, fracturas, etc.) de la roca permitiendo la interacción (agua-roca) y el reequilibrio continuo de los minerales. Así la porosidad/permeabilidad es la característica única de la roca que permite o impide que la roca se dolomitice (Warren, 2000).

Land (1985) establece que para tener la capacidad de transformar calcita a dolomita en una roca caliza típica que contiene 6 % de $MgCO_3$, con una porosidad del 40 %, se requiere que fluya por esa roca un fluido con volumen de poro 807 veces el volumen original de la roca. Si el agua marina es diluida 10 veces por agua meteórica se necesitará que fluya 8100 veces el volumen original de agua. Si el fluido es de origen evaporítico saturado en halita, se requerirán 44 veces el volumen original de agua y si ese fluido ha llegado a la etapa de salmuera de cuenca tan solo con 12 veces el volumen original de agua comenzará el reequilibrio de los carbonatos. Este modelo idealizado no toma en cuenta los cambios en la porosidad/permeabilidad de la roca producto de los sucesivos procesos de dolomitización, ni la realidad del entorno geológico, por lo que las características de la dolomitización van a ir modificándose progresivamente, dejando huellas características a ese entorno.

Dolomita Planar o Idiográfica baja T	Dolomita No Planar o Xenotópica alta T
 <p data-bbox="520 539 794 815">Planar-E o Idiográfica-E (euhedral): la mayoría de los cristales de dolomita son euhedrales, se forma una textura cristal/soprote con áreas intercristalinas rellenas de otros minerales o poros (como una textura sucrosica).</p>	 <p data-bbox="1102 539 1377 882">No planar o Xenotópica A (anhedral): cristales anhedrales muy compactados. Los límites entre cristales son curvos, serrados e irregulares. Las juntas cristalinas son escasas y los cristales usualmente tienen extinción ondulante bajo luz polarizada.</p>
 <p data-bbox="520 837 794 1113">Planar-S o Idiográfica-S (subhedral): la mayoría de los cristales de dolomita son de subhedrales a anhedrales con límites de cristales rectos y con juntas triples. Hay poca matriz intercristalina y baja porosidad.</p>	 <p data-bbox="1102 960 1377 1267">No planar o Xenotópica-C (cemento llamada también dolomita Barroca o Dolomita de Silla de Montar "Saddle Mont"). Está compuesta de cristales anhedrales. Las juntas cristalinas son raras y tienen extinción ondulada bajo luz polarizada.</p>
 <p data-bbox="520 1140 794 1323">Planar-C o Idiográfica-C (cemento): dolomita euhedral que precipita en poros grandes o <i>vigulos</i> o alrededor de otros minerales.</p>	 <p data-bbox="1102 1415 1377 1626">No planar o Xenotópica-P (porfirotópica): cristales anhedrales de dolomita que forman parches flotando en la una matriz de caliza. Estos cristales poseen extinción ondulada</p>

Barrera térmica 60°-70°C

Figura 3.5: Clasificación de dolomitas (modificado de Silbey & Gregg, 1987).

La unión entre regímenes hidrodinámicos y la formación de dolomita, ha permitido desarrollar varios modelos de dolomitización controlados en gran medida por el entorno geológico en los que se desarrollan. Los modelos más reconocidos en la literatura de acuerdo con Warren (2000) se clasifican según el tiempo en que se formaron con respecto a la sedimentación y, en otros casos, a la actividad de la materia orgánica.

3.4.1. Modelos sindeposicionales

Modelo tipo Sabkha

Sabkha es una transliteración tomada del árabe que significa lago salado. Es un mecanismo contemporáneo a la sedimentación, que se localiza en una zona en donde el agua marina fluye sobre sedimentos perimareales y que, debido a la gran evaporación que allí se origina, precipitan minerales evaporíticos (Fig. 3.7). Las temperaturas de estos cuerpos de agua va desde los 20°C a los 34°C en las zonas de mar abierto, llegando hasta los 40°C en las lagunas, propiciando altos índices de evaporación. El incremento de densidad de la salmuera originada por evaporación provoca que esta se percole y dolomitice los lodos calcáreos de aragonita que se encuentran a menos de un metro de profundidad por debajo de la superficie del sabkha .

La dolomía de tipo sabkha contiene estructuras asociadas como tapetes algáceos (algal mats) y bacteriales, anhidritas nodulares y se intercala con capas de arenas eólicas. El tamaño de los cristales de dolomita en las facies supramareales es comúnmente inferior a 10 μm (microcristalino; Warren, 2000), aunque en facies submareales, la dolomita puede ser más gruesa (sucrósicas) con diámetros de cristal comprendidos entre 40-100 μm (Allan and Wiggins, 1993).

Debido a que la dolomía de tipo sabkha se forma a partir de la evaporación de agua de mar, las composiciones de $\delta^{18}\text{O}$ son pesadas, y su contenido de Sr y Na pueden ser altos mientras que los de Mg y Fe pueden ser bajos. La composición isotópica del Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) suele tener valores similares al agua marina en equilibrio con la roca en su momento de formación (Allan and Wiggins, 1993). Sin embargo, casi cualquier característica geoquímica puede ser borrada o reajustada por otros mecanismos dolomitizadores posteriores. Debido a que las dolomías de supramarea y sabkha se forman en la superficie, no contienen inclusiones fluidas bifásicas (Moore, 1989; Warren, 1989), aunque pueden contener inclusiones monofásicas y mostrar temperaturas de fusión de hielo (Tm) bajas, indicativas de fluidos de alta salinidad.

Dolomías lacustres de tipo “Coorong”

Este modelo toma su nombre de la región de Coorong en el SE de Australia, donde existen una serie de lagos esquizohalinos formadores de dolomía. La dolomita en este modelo precipita bajo las forma de cuerpos laminares y masivos en el centro de cuencas lacustres, márgenes de playa y planicies de lodo (Fig. 3.7).

Las dolomías son estratiformes, suelen presentarse bajo la forma de mantos de alrededor de un metro de espesor. Este modelo se utiliza para explicar la aparición de niveles locales y pequeños de dolomía micrítica que, texturalmente, consisten en cristales de dolomita con tamaños $<10\ \mu\text{m}$. Forman estructuras de contactos bruscos de hasta 5 metros de espesor. Muestran buena preservación de estructuras sedimentarias como rizaduras, concreciones, brechas de intraclastos, estromatolitos y dolocretas. Químicamente, los fluidos intersticiales evaporíticos asociados muestran una composición en $\delta^{18}\text{O}$ positivo, elevado contenido de Sr y Na. Sin embargo, la disolución-reprecipitación puede reajustar los valores de isótopos estables y de elementos traza.

3.4.2. Modelos de epigenéticos o de enterramiento somero

Modelo por flujo de agua marina

Este modelo resulta problemático, principalmente debido a que para formarse la dolomita esta debe tomar el Mg directamente del agua de mar (Warren, 2000), provocando con ello un grave problema de flujo: ¿Como introducir grandes cantidades de agua marina en formaciones sedimentarias cercanas? Según Land (1985), se requerirían cerca de 807 veces el volumen de agua para dolomitizar un volumen de caliza típica. Land (1989) propuso que el magnesio puede ser bombeado por la acción de las mareas o por convección geotérmica de tipo “kohout” (celdas de convección térmica que se desarrollan en los márgenes continentales; Fig. 3.7). Mazzullo, Reid and Gregg (1987) renombraron a este tipo de dolomía como de submarea.

La dolomita también puede precipitar como un cemento marino directamente en poros rellenos de agua de mar, siempre y cuando exista un flujo constante (Land, 1985). El tamaño de cristal varía de 10-50 μm y debería tener una composición isotópica de Sr similar a la que presentaba el agua marina en el momento de la precipitación del cemento. Debido a que la dolomita marina se forma a baja temperatura solo puede contener inclusiones fluidas monofásicas (baja Th) cuyo fluido presentaría salinidades similares a las del agua marina (de 3.5 wt % eq. de NaCl; (Mazzullo, Bischoff and Teal, 1995)); estas dolomitas también presentarían una composición isotópica del oxígeno $\delta^{18}\text{O}$ de +2‰, y valores de Sr del orden de 1000 ppm,

Modelo de Reflujo

Estas rocas se forman debido al flujo de salmueras generadas en lagunas marinas por evaporación, que fluyen a través de las calizas y empiezan a desplazar el agua connata, dolomitizando las rocas infrayacentes (Fig. 3.7). Este mecanismo, a diferencia de los anteriores, no se ha observado que ocurra en la actualidad. La evaporación del agua marina en lagunas o cuencas hipersalinas causa la precipitación de yeso, que incrementa la relación Mg/Ca de la salmuera evaporítica residual. La evaporación subsecuente origina la precipitación de halita y evaporitas potásicas, produciendo salmueras con densidades superiores a 1.30 g/cc (Warren, 2000). Esas densas salmueras desplazan los fluidos intersticiales menos densos conforme van percolando a través de los sedimentos carbonatados infrayacentes, dolomitizándolos. Cualquier dolomía formada por percolación de salmueras evaporíticas, incluyendo aquellas originada a partir de sabkhas, puede ser referida como una dolomía de reflujo.

La “dolomía de reflujo” texturalmente aparece como cuerpos estratoligados, constituidos por dolomitas de grano medio (10-100 μm), desarrollados en depresiones paleo-topográficas en relación con cuerpos evaporíticos suprayacentes. Comúnmente, se forman brechas de colapso debido a la disolución de sales. El porcentaje de dolomita decrece con la profundidad, conforme los cuerpos dolomitizados se alejan de las evaporitas. Con frecuencia, la distribución regional de los cuerpos de dolomía remeda a las unidades evaporíticas suprayacentes. La dolomía parece haberse formado antes de la compactación y con frecuencia es de fábrica conservativa (dolomía mimética). Debido a que el proceso de reflujo ocurre antes de la compactación, con frecuencia los yacimientos poseen buena porosidad intercrystalina.

Aunque la composición isotópica del carbono y oxígeno en las dolomitas puede no ser la original, debido a que la dolomita puede recristalizar posteriormente como consecuencia de la invasión por aguas meteóricas o sepultamiento, la dolomita en “dolomías de reflujo” presenta composiciones en $\delta^{18}\text{O}$ pesados y contiene inclusiones fluidas predominantemente monofásicas, indicando bajas temperaturas de precipitación. Los isótopos de estroncio son muy útiles para identificar dolomías de reflujo, debido a que esta suele presentar una composición $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similar a la de las evaporitas, debido a haberse formado a partir de salmueras secundarias de reflujo. Por lo tanto, la composición isotópica del Sr es similar a la composición en Sr del agua marina coetánea (Burke et al., 1982), en el punto correspondiente a la edad del depósito evaporítico a partir del cuál la salmuera dolomitizante se derivó (Moore, 1989; Warren, 1989).

Modelo por mezcla de aguas marinas y meteóricas (tipo Dorag)

El modelo de “zona de mezcla de aguas marinas-meteóricas” está basado en la idea de que la mezcla de agua meteórica con agua marina puede producir un fluido subsaturado con respecto a la calcita

y la aragonita, y supersaturado con respecto a la dolomita. El Mg proviene del agua marina y el bombeo es de tipo gravitatorio (Fig. 3.7), formados en sistemas abiertos (flujo sin restricción) o confinados (flujo entre capas impermeables). Este modelo ha sido ampliamente utilizado para explicar la génesis de secuencias dolomitizadas antiguas en ausencia de evaporitas. Los dos problemas más comunes que presenta este modelo son (1) la ausencia de dolomita en casi todas las zonas de mezcla modernas y (2) el hecho de que el agua marina por si sola está más supersaturada con respecto a la dolomita que cualquier mezcla de agua meteórica-agua marina. Este modelo comúnmente se restringe a áreas continentales, por lo que no se pueden esperar paquetes muy potentes de dolomías.

Los cuerpos dolomíticos formados en este tipo de zona de mezcla presentan varias características distintivas. Destacan la ausencia de evaporitas asociadas y la presencia de estructuras diagenéticas meteóricas, tales como porosidad móldica y cementos vadosos o freáticos. El cemento de dolomita suele ser transparente, está relativamente libre de inclusiones y exhibe complejas intercalaciones de calcita y dolomita, con frecuencia en el mismo cristal (Humphrey and Quinn, 1989; Ward and Halley, 1985). La dolomía generalmente es finamente cristalina, con texturas de reemplazamiento caracterizadas por tamaños de cristal de inferiores a 20 μm y cemento con cristales de tamaño inferior a 100 μm .

La dolomita de zonas de mezcla deberían contener concentraciones de Sr y Na inferiores que la dolomita precipitada directamente por agua de mar o a partir de agua de mar evaporada; sin embargo, esta composición puede variar debido a procesos de recristalización tardía de dolomitas evaporíticas y marinas en agua meteórica. Debido a que las dolomitas de zona de mezcla se forman en ambientes freáticos a bajas temperaturas, tendrían inclusiones fluidas monofásicas con bajas salinidades de inferiores al agua marina (3.5 wt % eq. de NaCl, Warren, 2000).

3.4.3. Modelos de alta temperatura

Modelo por enterramiento profundo

Este es uno de los modelos actualmente más aceptados para explicar la dolomitización de grandes volúmenes de roca, ya que supera las limitaciones cinéticas que presentan los modelos de dolomitización en ambientes más someros y de menor temperatura (Warren, 2000).

La subsidencia de las cuencas sedimentarias es el causante de este ambiente (Fig. 3.7). Las temperaturas encontradas durante el sepultamiento pueden ser elevadas ($>150^{\circ}\text{C}$) y superan las barreras cinéticas e incrementan la relación Mg/Ca favoreciendo la dolomitización.

Las fuentes de fluido más citadas para la dolomitización por sepultamiento son:

- Salmueras evaporíticas residuales ricas en Mg.
- Agua de mar modificada.
- Aguas de compactación de lutitas.

Las últimas dos fuentes propuestas son las más improbables, debido a la gran cantidad de agua que se necesita para dolomitizar grandes volúmenes de roca (Warren, 2000). En la realidad este modelo debería de integrar todos estos tipos de aguas, ya que a esta profundidad el tiempo de interacción y mezcla de fluidos es tan grande que el reequilibrio químico daría mezclas más homogéneas en las señales geoquímicas.

La “dolomitización por sepultamiento” normalmente tiene lugar después de la litificación, con lo cual las texturas originales de las rocas tienden a ser obliteradas o mimetizadas (dependiendo de los grados de nucleación y crecimiento). Los tamaños de cristal son variados, desde 150 μm hasta más de 1 mm. Según la clasificación textural de Sibley & Gregg (1987), las dolomitas formadas por sepultamiento pueden ser planares a no planares, siendo la textura barroca o saddle (cristales de caras curvadas y extinción ondulante) la más característica de las texturas en este ambiente.

La alta temperatura a la que estas rocas llegan a estar sometidas queda reflejada en las composiciones isotópicas más negativas de $\delta^{18}\text{O}$ que las dolomitas tempranas y que la roca precursora. La composición isotópica del carbono ($\delta^{13}\text{C}$), en cambio, suele ser similar a la del protolito. Los cementos dolomíticos comúnmente contienen inclusiones fluidas acuosas bifásicas con salinidades mayores a la del agua marina, y temperaturas de homogeneización superiores a 50°C , y además pueden también contener inclusiones de hidrocarburos, indicativo de que la formación de la dolomía ocurre al menos durante la migración de los hidrocarburos y en algunos podría ser parte de la formación del petróleo al poner en contacto la materia orgánica con fluidos de alta temperatura. Las composiciones isotópicas del Sr de muchas dolomías de sepultamiento son característicamente radiogénicas, indicando que las salmueras dolomitizantes fueron alóctonas e interactuaron con feldespatos potásicos en sedimentos siliciclásticos, con series evaporíticas ricas en arcillas o con rocas de basamento antes de entrar a las unidades carbonatadas que dolomitizaron. Muchas dolomías de sepultamiento están enriquecidas en Fe y Mn por la misma razón, y presentan luminiscencia roja tenue bajo catodoluminiscencia. Las dolomías de sepultamiento suelen estar con frecuencia asociadas a minerales accesorios que son comunes en las mineralizaciones de tipo MVT, (esfalerita, galena, calcopirita, pirita, marcasita, fluorita, barita y celestina).

Dolomitización termobárica

Este modelo propuesto por Esteban & Taberner (2003) se forma como una desambiguación del “enterramiento profundo”, dado que las mismas características de una dolomitización por subsi-

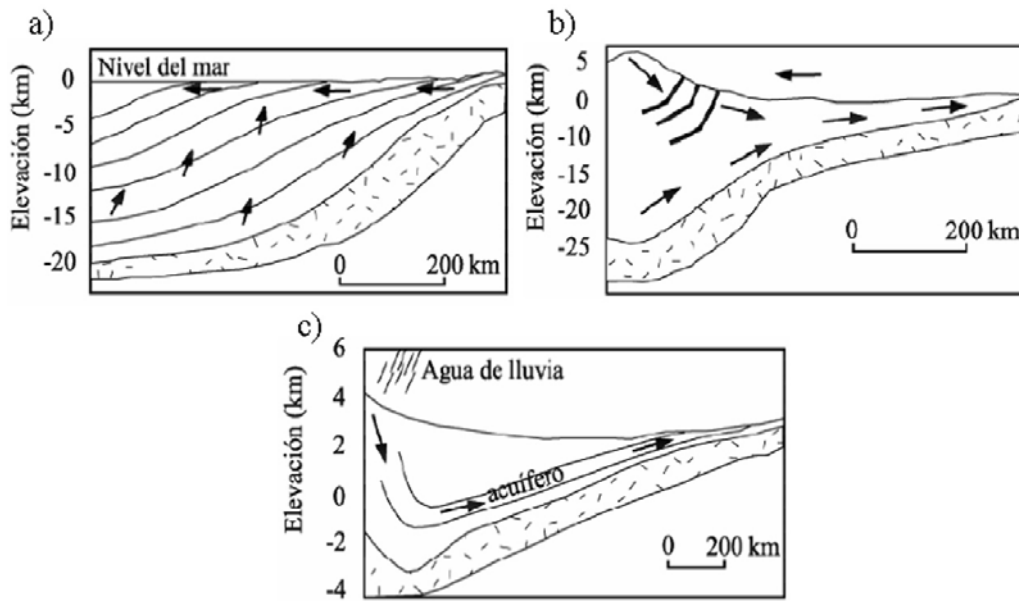


Figura 3.6: Modelos de circulación de fluidos en zonas de colisión continental (modificado de Heydari, 1997).

dencia, se pueden encontrar si un fluido con alta entalpía es el que se moviliza a zonas someras de la corteza. El flujo de los fluidos en el subsuelo puede ser lateral o vertical, haciendo que estos depósitos de dolomía puedan asumir muchas formas y tamaños.

En zonas con tectónica extensional el avance hidráulico es favorecido por la alta densidad de las salmueras hipersalinas, originando un flujo lateral y hacia profundidad de los fluidos de formación. Cuando existe compactación, debido a sepultamiento normal o compresión tectónica, como acortamiento cortical o colisiones continentales (Leach and Rowan, 1986) donde se forman frentes plegados (Bethke and Marshak, 1990), el avance hidráulico asociado se ha propuesto como un mecanismo de movimiento de fluidos a gran escala con flujos laterales y hacia arriba (Fig. 3.6).

Dolomitización Hidrotermal

Este modelo tiene la característica de que los fluidos encargados del reemplazamiento son aguas evolucionadas muy profundas que están inmóviles en reservorios restringidos y en equilibrio geoquímico con la roca. Estos fluidos son movilizados por procesos de deformación y canalizados a zonas más frías por estructuras como fallas o sistemas de fracturas, las cuales son las que controlan la dolomitización. Los cuerpos reemplazados son generalmente tabulares y los fluidos pueden ser de origen magmático (escarns dolomíticos), metamórficos o sedimentarios de alta temperatura (Warren, 2000; Tritlla, Cardellach and Sharp, 2001).

Las temperaturas de formación de estas dolomías hidrotermales se sitúan entre 100 y 250°C, con altas salinidades e inclusiones fluidas bifásicas e incluso trifásicas pudiendo precipitar cristales

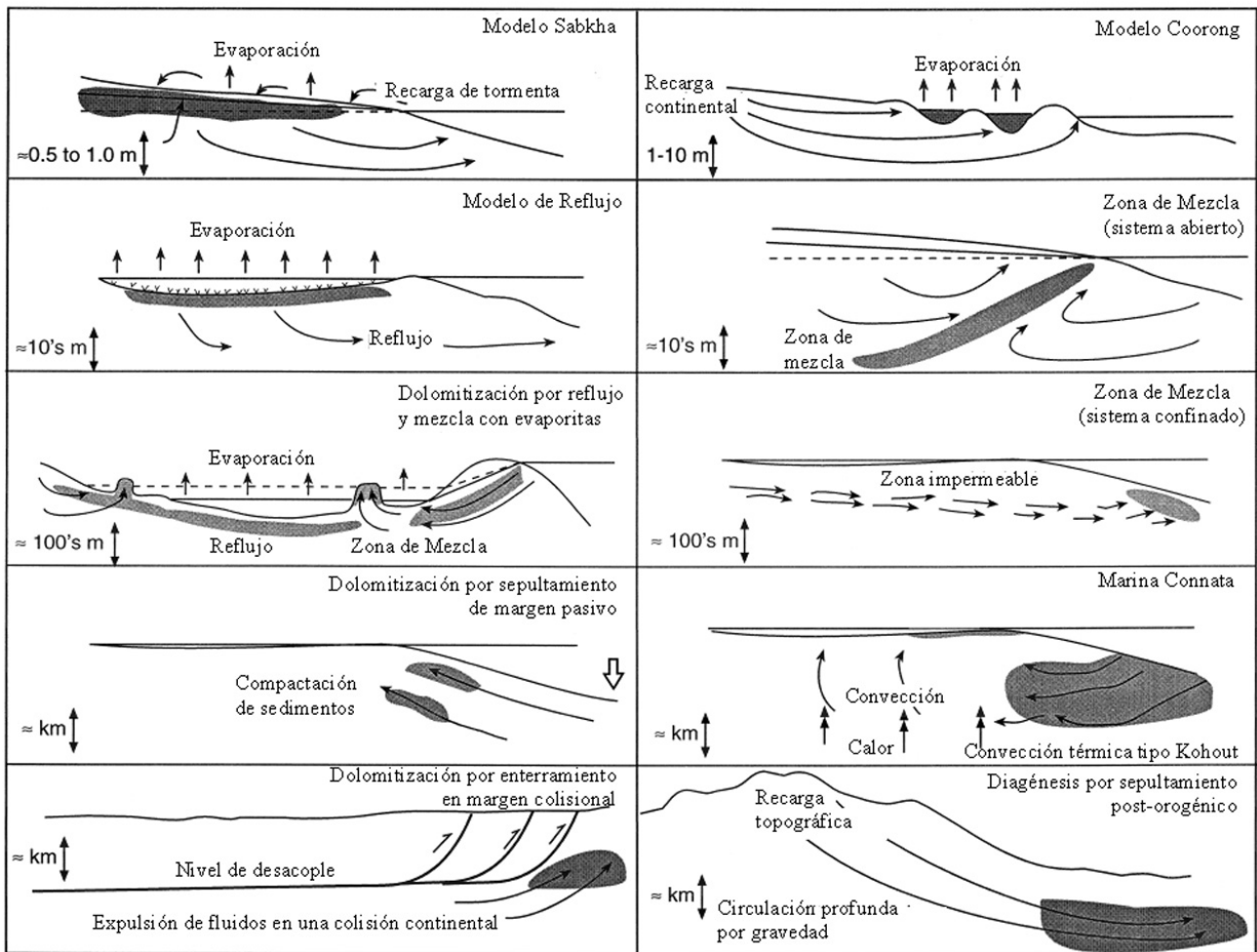


Figura 3.7: Modelos de dolomitización (modificado de Warren, 2000).

hijos.

3.4.4. Dolomitización por mediación orgánica y actividad bacteriana

Metanogénesis, BSR y TSR

Aunque en la actualidad solo un 1% del volumen de sedimentos está formado por dolomita “sedimentaria”, existen zonas particulares en los fondos oceánicos donde se forman paquetes importantes de dolomías (Baker & Kastner, 1981). Estos lugares conocidos como zonas de emanación de gases fríos o *cold seeps*, son zonas de fuga de fluidos con altos contenidos en metano y materia orgánica en los fondos marinos. Estas zonas pueden encontrarse a grandes profundidades y poseen una biota estable y diversa de comunidades extremófilas y metanófagas, siendo estas la base de la cadena trófica (Hovland et al., 1987; Hovland and Judd, 1988a,b; Hovland, 2002). Baker & Kastner (1981)

propusieron que el sulfato disuelto en el agua marina inhibe la formación de carbonatos y que la reducción bacteriana podía crear condiciones de poro susceptibles para la dolomitización. Si tomamos como posible esta idea, se podría entender porque en las zonas de emanación de gases fríos se han encontrado bacterias sulfato reductoras fósiles en las caras de crecimiento de dolomitas autigénicas neoformadas a más de 100 metros bajo el piso oceánico (Kelts and McKenzie, 1982). Este fenómeno es conocido como reducción bacteriogénica del sulfato (o BSR por sus siglas en inglés; Machel, Krouse and Sassen, 1995; Machel, 2000) fenómeno que se relaciona directamente a otro proceso geoquímico conocido como la “reducción termoquímica del sulfato” (TSR por sus siglas en inglés). La BSR ocurre a temperaturas de hasta 100°C, limitado por las temperaturas a las que las bacterias reductoras de sulfato sobreviven; la TSR, en cambio, es característica de un rango de temperaturas más alto, normalmente entre 80°C y 200°C, aunque se han reportado temperaturas puntualmente más altas.

Cuando las condiciones se presentan se han detectado grandes volúmenes de dolomita producto de TSR en muchos yacimientos del tipo MVT (Machel, Krouse and Sassen, 1995; Mancini and Parcell, 2001; Tritlla, Cardellach and Sharp, 2001; Anderson and Thom, 2008). Estos factores están controlados por la profundidad a la que se llevan a cabo (BSR somero, TSR a profundidad) siempre y cuando la zona está controlada por un “gradiente geotérmico típico” (3 grados cada 100 metros). En lugares donde no hay “gradientes típicos” por donde circulan fluidos calientes pueden darse TSR en zonas someras, o en caso contrario con gradientes anormalmente fríos se podrán tener bacterias sobreviviendo a grandes profundidades (Machel et al., 1995).

Los reactantes orgánicos para BSR son los ácidos orgánicos y otros productos de la biodegradación aeróbica o fermentativa; los reactantes orgánicos que necesita un proceso de tipo TSR son los n-alcanos, seguidos por las especies cíclicas y mono-aromáticas. Quizás la mayor importancia de estos procesos radica en la generación u obliteración de la porosidad (por precipitación mineral), y puede ser un proceso asociado a otro tipo de dolomitización.

Textualmente, la dolomía tiende a ser micrítica o microesparítica, en capas de entre uno a dos metros de potencia, incluidas en fangos laminados de agua profunda, ricos en materia orgánica. El protolito dolomitizado puede ser muy variable ya que este fenómeno se da desde el fondo marino en sedimentos sueltos hasta profundidades en donde la TSR encuentre materia orgánica degradable (ventana del petróleo). La dolomita que precipita en las zonas de reducción de sulfatos presenta firmas isotópicas empobrecidas con respecto al carbonato precursor debido a la gran actividad del C producto del metano. de $\delta^{13}\text{C} = -20\text{‰}$, mientras que la dolomita formada a profundidades ligeramente mayores, en zonas de oxidación de metano, presenta valores altamente empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}$ de hasta -70‰ .

Se separa este proceso del de actividad bacteriana debido a que el principal motor para la formación de dolomita es la circulación de fluidos con materia orgánica y ocurre en el subsuelo, mientras que

el de actividad bacteriana ocurre en los fondos marinos y son los microorganismos quienes generan las condiciones de precipitación.

Actividad bacteriana (Tipo Lagoa Vermhela)

Precipitar dolomita a temperatura ambiente es posiblemente el mayor de los problemas planteados para los estudiosos del fenómeno de formación de la dolomita en la naturaleza. El reconocimiento de la importancia del metabolismo de los microorganismos en la formación de dolomita ha llevado a la apreciación de que los procesos bacterianos pueden servir en diferentes entornos como posibles formas de superar las limitantes cinéticas de la precipitación de dolomita (Vasconcelos and McKenzie, 1997; Van Lith et al., 2003*b,a*; Vasconcelos et al., 2005).

Folk (1993), usando imágenes de SEM en las que aparecían ciertas estructuras similares a microesferas bacteriales, fue uno de los primeros en sugerir que las bacterias eran probablemente responsables de muchos procesos desconocidos de precipitación mineral en rocas antiguas. Las bacterias pueden fijar carbonato a partir de diferentes tipos de estructuras, como esferas, filamentos y tejidos inhomogéneos que, al degradarse rápidamente son reemplazados por fases minerales que conservan las texturas móldicas originales (Riding, 2000; Riding and Awramik, 2000). Diversos autores han sugerido que las bacterias pueden concentrar en la superficie de su célula iones de Ca y Mg, creando microambientes en los que la actividad iónica favorece la precipitación de carbonatos. (Folk, 1993, Warren, 2000).

El principal descubrimiento de los últimos años con respecto a la actividad bacteriana como motivo para superar la barrera cinética a temperatura ambiente fue realizado en la Lagoa Vermelha (Laguna Roja) en Brasil (Vasconcelos & Mackenzie, 1997). Este lago hipersalino situado al este de Rio de Janeiro, presenta comunidades de bacterias con dolomita neoformada, en donde precipita dolomita rica en Ca en capas alternantes con los sedimentos del lago. Una vez precipitada la dolomita comienza una fase de maduración o reequilibrio hasta encontrar una fase mineral más ordenada (estable), siempre mediado por la actividad bacteriana. Este descubrimiento, luego recreado en laboratorio, hizo que Vasconcelos & Mackenzie (1997) propusieran este como un modelo de dolomitización por actividad microbiana. En este modelo, las capas superficiales son anóxicas y crean un medio ambiente especial en donde la materia orgánica fotosintética puede ser utilizada como fuente de SO_4 por comunidades de bacterias sulfato reductoras, favoreciendo al mismo tiempo la precipitación de calcita magnesiana y de dolomita poco estequiométrica.

La mediación bacteriana permite superar la barrera cinética para la precipitación directa de dolomita. Estas bacterias controlan el microambiente necesario para la precipitación de la dolomita, así como la superficie de nucleación de los nanocristales de dolomita. Las bacterias necesitan los

iones sulfato para sus procesos de metabolismo, mientras que la dolomita necesita para precipitar Mg junto con un ambiente alcalino (Vasconcelos & Mackenzie, 1997).

Una vez que la nucleación comienza, los cristales así formados empiezan a pasar por la regla de Ostwald, en donde a 14 cm de profundidad bajo el fondo del Lagoa Vermelha, empiezan a sobrecrecer las dolomitas. El reequilibrio tiende a favorecer firmas isotópicas más negativas de $\delta^{13}\text{C}$ a medida que existe un mayor ordenamiento en los cristales. A esa profundidad las bacterias siguen presentes y continúan favoreciendo las condiciones cinéticas para el reequilibrio de las dolomitas. A mayor profundidad (70-90 cm), los cristales empiezan a desarrollar texturas planares-e (eudrales).

Este modelo de dolomitización por actividad bacteriana, al igual que el anterior, no está restringido a un ambiente o profundidad específicos ya que se puede dar desde la superficie hasta el límite de supervivencia de las bacterias que puede ser de hasta 3 km de profundidad (Warren, 2000). La actividad bacteriana en carbonatos producen texturas de micritas o microesparitas, y como la profundidad es variable pueden encontrarse gran cantidad de cavidades, vóculos y cavidades carsticas.

Este modelo requiere forzosamente un aporte continuo de SO_4 , pues de ello depende el metabolismo de las bacterias. Aunque el proceso de tipo BSR también se da en este ambiente, se le diferencia por la acción directa de comunidades completas de microorganismos, mientras que en el modelo anterior la actividad bacteriana puede no ser necesaria.

Capítulo 4

Microbialitas

4.1. Introducción

Los carbonatos microbianos, microbialitas (sensus Burne and Moore, 1987) o microbolitas (sensus Riding, 2000; Leinfelder et al., 2002) son litoestructuras (estructuras rocosas) que se han formado desde el Arqueano hasta nuestros días (Riding, 2000). Estas estructuras se generan debido a la actividad biológica de microorganismos - principalmente bacterias (arquea, bacterias, eubacterias), cianobacterias y en menor medida por algas (rojas, verdes y cafés), protistas y hongos (fungi) - así como por condiciones favorables de saturación de carbonato de calcio (Riding, 2000) en el ambiente de formación. Las primeras rocas definidas como de origen bacteriano fueron los estromatolitos a principios del siglo XX (Riding, 2000).

Desde los primeros trabajos en que se definían a los estromatolitos como estructuras de origen bacteriano (Kakowsky, 1908 tomado de Riding, 2000) se observó que un importante componente para la formación de las microbialitas era el atrapamiento y estabilización de sedimentos (Riding, 2000). Los organismos logran atrapar y estabilizar sedimentos mediante la secreción de una película orgánica (Fig. 4.1) compuesta por polisacáridos, que se acumula en las partes externas de las células, y que se conoce bajo el término de sustancias poliméricas extracelulares (Extracellular Polymeric Substances, EPS; Aitken and Narbonne, 1989). Estas películas microscópicas forman una matriz adhesiva que protege (física y químicamente) a los microorganismos, formando estructuras gelatinosas que abarcan comunidades enteras de distintos microorganismos que se aferran al lecho marino (Riding, 2002; Fig. 4.1).

Tales películas orgánicas (EPS) atrapan los sedimentos en suspensión y proporcionan estabilidad a las partículas atrapadas, dando el tiempo suficiente a los organismos para la precipitación de otras sustancias y/o cementos, fijando así los sedimentos al sustrato (Riding, Martin and Braga, 1991;

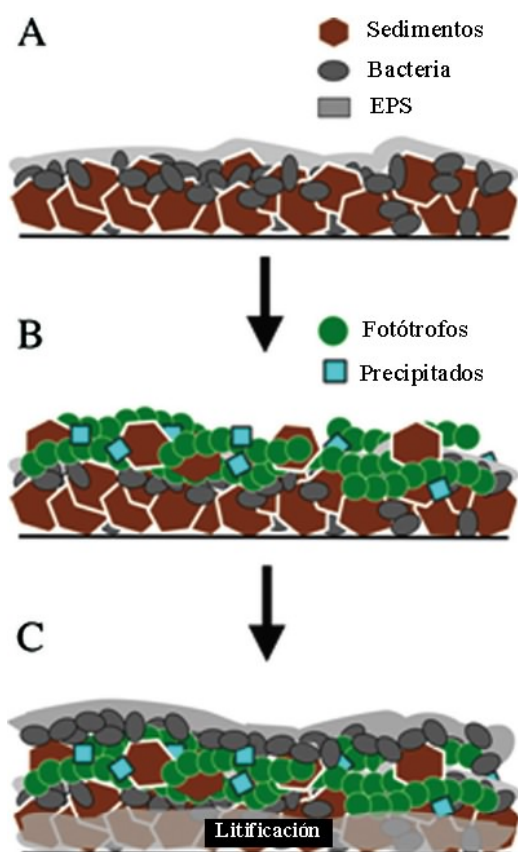


Figura 4.1: Diagrama esquemático sobre la Formación de tapetes bacterianos a partir del EPS.

Fig. 4.2). La presencia de un bajo flujo de sedimentos permite a las comunidades bacterianas crecer en la medida que atrapan, estabilizan y cementan a estos, aumentando el volúmen de la estructura, dando lugar a las estructuras rítmicas características de los estromatolitos (Riding, 2000). En las zonas en donde el flujo de sedimentos es mayor, las comunidades bacterianas suelen ser sepultadas impidiendo el crecimiento de la estructura. Cuando la actividad bacteriana - y la precipitación de cementos primarios - es superior al aporte de sedimentos, el crecimiento de las comunidades es tal que sobresalen del relieve del lecho marino y pueden formar arrecifes (Webb, 1996).

Los procesos de precipitación de cementos primarios en una microbialita son imprescindibles para que la comunidad alcance un nivel óptimo de estabilidad. Dentro de los tapetes bacterianos (microbial mats), la calcificación tiene lugar gracias a cambios locales en la alcalinidad junto con la fijación del CO_2 durante la fotosíntesis por parte de los organismos fotótrofos (cianobacterias), precipitando principalmente calcita (Riding, 2000). Otros autores (Van Lith et al., 2003b) mencionan que mediante la intervención de bacterias sulfato-reductoras y una afluencia importante de sulfato en un medio anaerobio, se podría inhibir la formación de calcita favoreciendo la precipitación de dolomita como cemento primario.

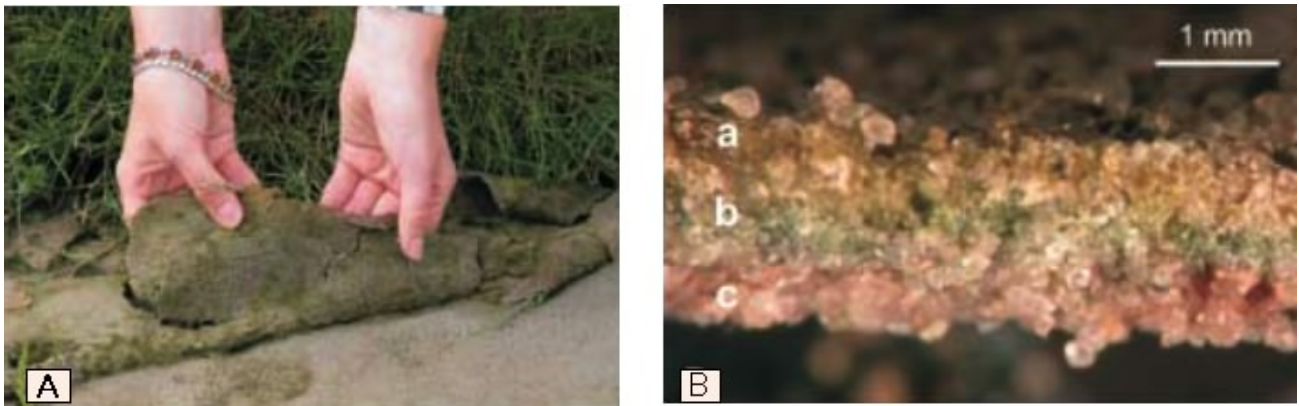


Figura 4.2: Fotografía de un tapete bacteriano (Kremer, 2008). A) Pedazo del tapete bacteriano arrancado del sustrato. B) Organismos que forman su propio ecosistema en el tapete bacteriano: (a) diatomeas, (b) cianobacterias y (c) bacterias sulfato reductoras (Riding, 2000).

4.2. Las bacterias, las cianobacterias y las cadenas tróficas

Los microorganismos procariotas y eucariotas simples son las seres vivos más antiguos, diversos y diseminados de la biota terrestre (Fig. 4.3). Se encuentran en todo tipo de medio ambiente: sedimentarios someros y profundos; en la superficie terrestre; y bajo el agua, en lagos y océanos (Brock et al., 1982)). Muchos de los procesos terrestres conocidos (y probablemente desconocidos) son producto de la interacción de estos microorganismos con el medio ambiente y la biota, formando grandes cadenas tróficas y de procesos físico-químicos seculares en la atmósfera e hidrosfera terrestres, así como también actúan en procesos de precipitación mineral durante la diagénesis y el hidrotermalismo (Riding and Liang, 2005; Riding, 2005).

Las bacterias se involucran en muchos procesos, y debido a su pequeño tamaño, poseen la mayor relación de superficie sobre volumen de todo los seres vivos, utilizando su paredes mitocondriales como catalizadores de procesos de ruptura y enlace químico, alimentándose así de la energía liberada (Brock et al., 1982).

La actividad bacteriana juega también un papel importante en la precipitación mineral, abarcando desde los procesos de sulfato reducción bacteriana (BSR), la metanogénesis, cambios en el pH de los fluidos (Amils et al., 2000) hasta la calcificación (Riding, 1991). Así, las bacterias transforman su entorno siendo los seres vivos más especializados y diversos de todo el reino animal.

Los tapetes bacterianos son el ecosistema funcional más antiguo de la Tierra (Riding and Awramik, 2000). Sin embargo su preservación fósil se limita a casos aislados y fortuitos, mayoritariamente en depósitos silicificados. La mayoría de los fósiles microbiales (cocoidales o filamentosos) descritos en sedimentos antiguos se atribuyen a cianobacterias (Fig. 4.5), debido principalmente a su comparación con estructuras análogas en la taxa moderna (Golubic et al., 2000). Esta afirmación

resulta polémica, debido a que otros microorganismos modernos, con propiedades metabólicas similares pero diferentes afinidades filogenéticas, producen estructuras morfológicamente similares a las cianobacterias (Golubic, Seong-Joo and Browne, 2000), provocando una fuerte incertidumbre a la hora de reconocer e interpretar la presencia de un tipo u otro de organismo como el causante de ciertas estructuras en rocas antiguas (Knoll, Fairchild and Swett, 1993).

Las cianobacterias son organismos modernos (Fig. 4.4) conocidas también como cianofitos, cianoprocariotas o algas azul-verdes. Son un grupo de microorganismo fotosintéticos muy diversos y antiguos. Estos microorganismos junto con las bacterias (*sensu lato*) y las arquea, han sido las formas de vida dominantes de la Tierra por 3.5 Ga, y se han encontrado en los ambientes más extremos del planeta, desde zonas de aguas termales y géisers, lagos hiper salinos e hiper alcalinos, mantos acuíferos someros en desiertos fríos y calientes, hasta en los casquetes polares (Amand et al., 2005).

Las cianobacterias es para el estudio de las microbialitas el los organismos bioconstructores más importantes, esto a su capacidad para formar comunidades sostenibles. Son microorganismos que en su mayoría son aeróbicos y fotosintéticos, que utilizan la energía solar como fuente de energía (Fig. 4.4), florecen exitosamente en aguas someras oxigenadas (Dupraz and Strasser, 2002; Ferris, Thompson and Beveridge, 1997). Otros microorganismos (anaeróbicos y afóticos) sobreviven bajo los tapetes bacterianos que forman las cianobacterias, pudiendo llegar a formar grandes y complejas comunidades (Hovland, Judd and King, 1984; Hovland et al., 1987; Hovland and Judd, 1988*a,b*; Hovland, 2002; Fig. 4.2).

Debido a la falta de preservación fósil de los bioconstructores antiguos y a que las texturas de las rocas modernas (las cuales son formadas por la acción de las cianobacterias) son muy similares a las antiguas, se denominan como cianobacterias a estos organismos antiguos, pese a ser casi imposible establecer las afinidades filogenéticas de este antiguo microorganismo (Aitken, 1989).

4.3. Componentes y texturas de una microbialita

Las microbialitas como se definió en la introducción de este capítulo, son litoestructuras - en su mayoría carbonatos - formadas por la acción de microorganismos que atrapan sedimentos y precipitan cristales en unas películas orgánicas que sirven de protección y que al cementarse (por la misma acción de precipitación bacteriana) brindan protección y relieve para el crecimiento de las comunidades de microorganismos. Aunque estas estructuras puedan llegar a ser grandes, las fábricas o texturas formadas por los microbios son lamentablemente de la misma escala que los microbios, haciendo que la observación de estos resulten tareas muy complejas (Riding, 2000). Por lo anterior, definir los componentes y texturas que se forman debido a la actividad de los

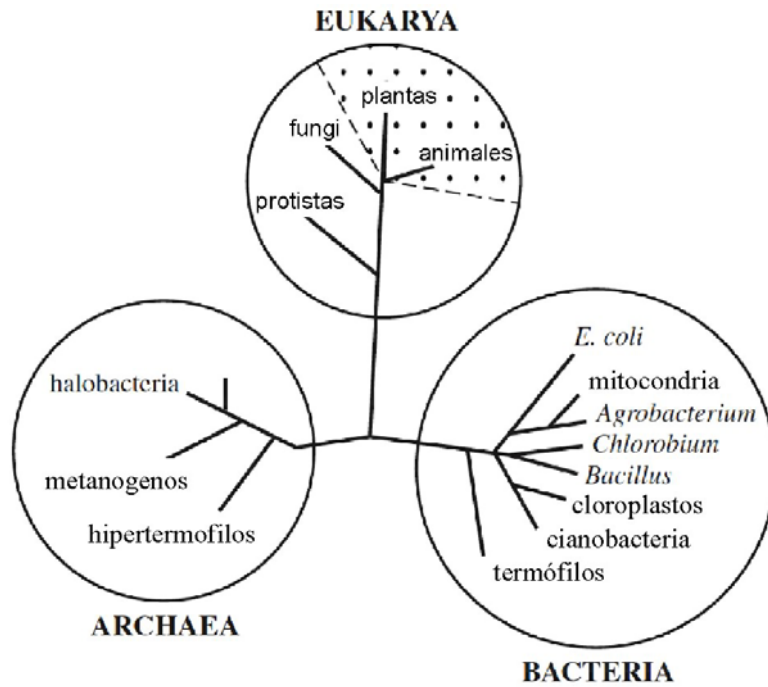


Figura 4.3: Diagrama esquemático de la subdivisión de las bacterias en la naturaleza (modificado de Riding, 2000).

microorganismos en las rocas es un trabajo complejo, aunque clave para poder descifrar el papel de dichos organismos en los procesos involucrados en la formación de los carbonatos microbianos.

Las estructuras más reconocibles dentro de las microbialitas modernas suelen ser los sedimentos atrapados, los fósiles eucariotas y las cianobacterias calcificadas, sin embargo las bacterias son seres tan pequeños que reconocerlos directamente es casi imposible salvo algunos raros casos (Little Dal Group, Turner et al., 2000; área Langpai SE de China, Ezaki, Liu and Adachi, 2003; Ezaki et al., 2008; Folk and Chafetz, 2000). Las mejores evidencias para identificarlas es el reconocimiento de las fábricas y texturas que suelen dejar como evidencia de la actividad de estos microorganismos (Riding, 2000).

A pesar de que algunas de las texturas aquí descritas son ampliamente reconocidas en carbonatos formados por otros factores de sedimentación o diagénesis, en la literatura moderna se han reconocido estas mismas microestructuras como de origen microbiano (Riding, 2000; Folk et al., 1993, 2001). De acuerdo con Riding (2000) estas son las fábricas microbianas más comunes:

4.3.1. Micrita

La micrita se ha descrito dentro de las rocas de origen microbiano con tres tipos de estructuras:

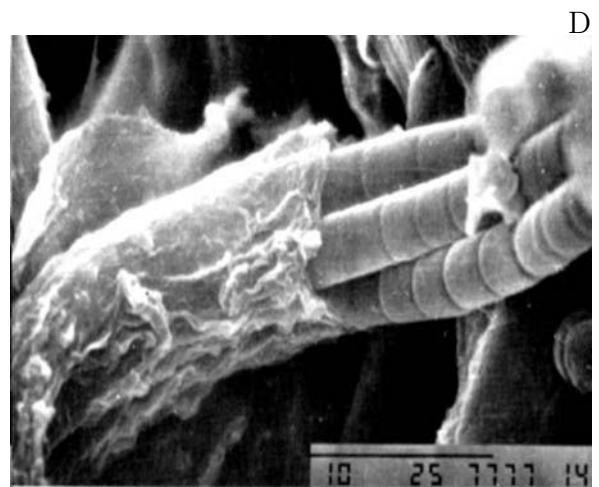
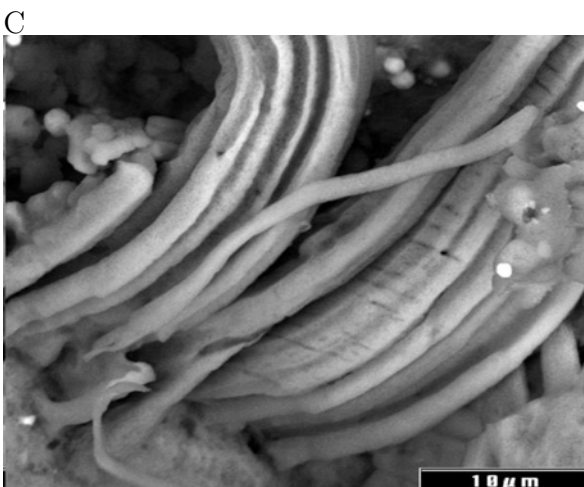
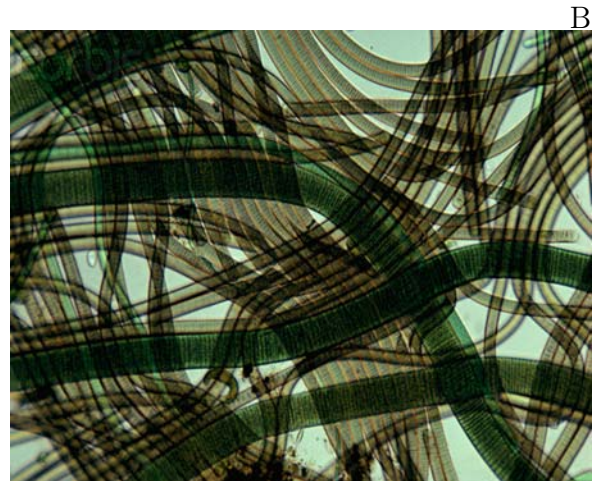
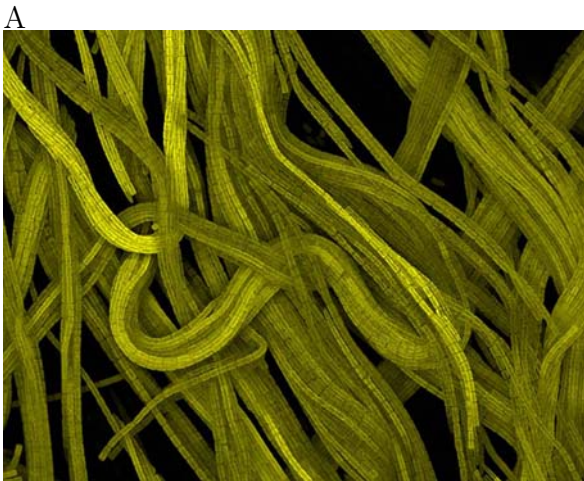


Figura 4.4: Fotografía de cianobacterias modernas. A) Grupo de cianobacterias (tomado de <http://nikoninstruments.mediaroom.com>). B) Dos familias de cianobacterias coexistiendo (tomado de <http://pro.corbis.com>). C) Imagen SEM de cianobacterias fósiles, tomado por Richard B. Hoover www.panspermia.org. D) Especie de cianobacteria *Microcoleus chthonoplastes*, cuando se asocian producen un biofilme (EPS) que les da protección, fotografía de Ludmilla Gerasimenko, Museo de Microbiología, Academia Rusa de Ciencias, www.panspermia.org.

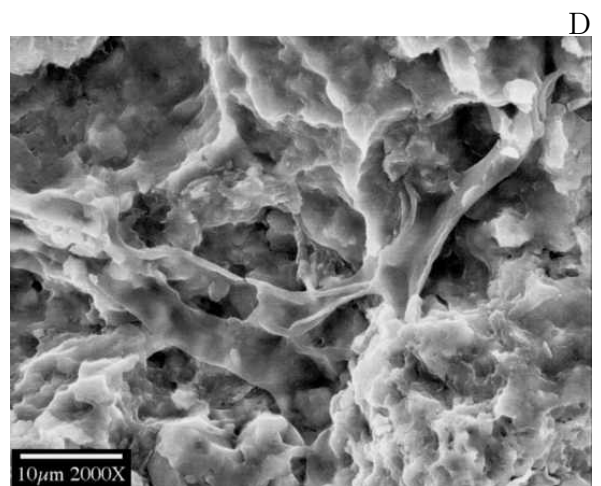
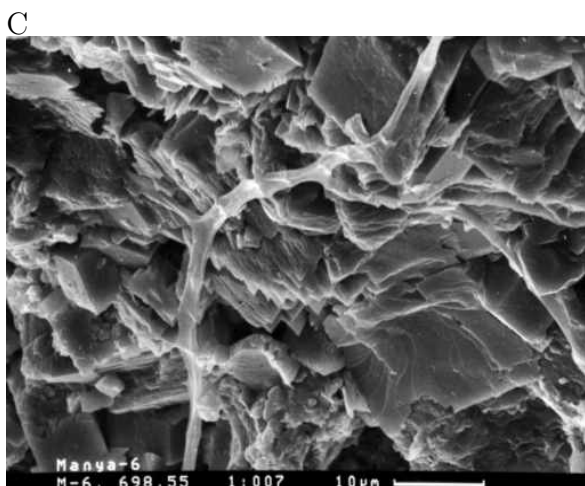
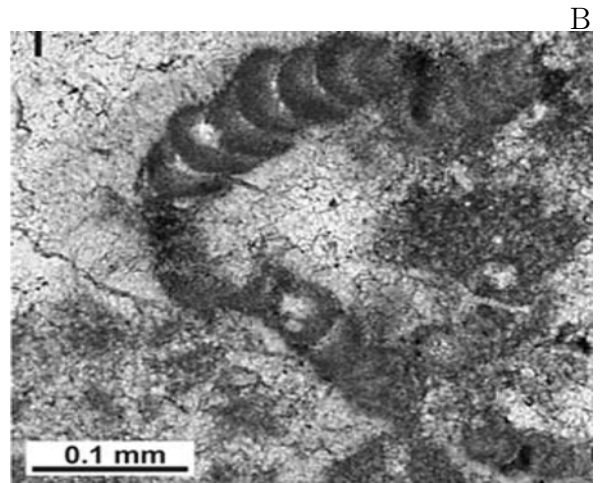
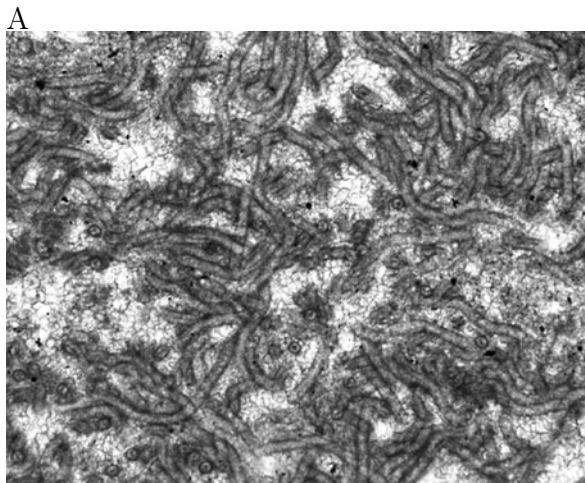


Figura 4.5: Fotografías de ejemplos estructuras fósiles bacterianas. A) Grivanella tipo de cianobacteria fósil común en ambientes someros durante el Paleozoico y Mesozoico, Formación Lunana China (imagen 1.5 mm; Riding, 2000). B) Renalcis tipo de cianobacteria fósil del Mesozoico, Formación Novillo, Aramberri, México (Fischer et al., 2008). C) Cianobacteria en rocas carbonatadas del Cámbrico, Sur de Australia (Yu. Rozanov, <http://macroevolution.narod.ru/rozbak.htm>). D) Tapete cianobacteriano con filamentos y cocoides, Formación Synyaya, Plataforma de Siberia, Rusia (Yu Rozanov, <http://macroevolution.narod.ru/rozbak.htm>).

1) Micrita densa

Se le adjudican tres posibles orígenes bacterianos.

Calcificación de las células bacterianas

Las bacterias y nanobacterias muertas o en proceso de morir pueden calcificarse durante la ruptura de las membranas celulares (lisis), formando pequeños cuerpos esféricos menores a $1\mu\text{m}$, (Chafetz and Folk, 1984; Chafetz, 1986; Chafetz and Buczynski, 1992; Chafetz and Guidry, 1999; Folk, 1993; Folk and Chafetz, 2000). No obstante, existen procesos inorgánicos que dan origen a texturas muy similares, por lo que la discusión continúa.

Carbonatos blancos o “Whitings”

Estos precipitados planctónicos incluyen la formación de micrita (y cristales mas grandes). Se los había adjudicado como producto de los procesos bacterianos, aunque recientemente se los considera productos del fitoplancton cianobacteriano.

Calcificación de películas orgánicas (“biofilm”)

Las bacterias son organismos que preferentemente se adhieren a granos u otras superficies para obtener estabilidad, creando una película orgánica junto con otros microorganismos. Así, estos organismos precipitan microcristales de carbonato en estas superficies que, en la medida en que se van degradando, forman paquetes gruesos de micrita.

2) Coágulos de micrita (“clots”)

Esta microfábrica grumosa está formada típicamente por una serie de estructuras similares a las esponjas de micrita e incluso a peloides bacterianos. Su presencia es común junto con estromatolitos y trombolitas, aunque no hay que confundirla con las texturas macroscópicas de las trombolitas que más adelante se discutirán. Esta textura también ha recibido el nombre de espongiostromas (Gurich, 1906 en Riding, 2000) o textura grumosa (Cayeux, 1935, tomado de Riding, 2000). Esta fábrica podría formarse también debido la calcificación de las biopelículas o EPS (Extracellular Polymeric Substances), aunque los orígenes precisos y los procesos específicos normalmente no son claros, ya que el EPS suele atrapar también sedimentos, micrita incluida.

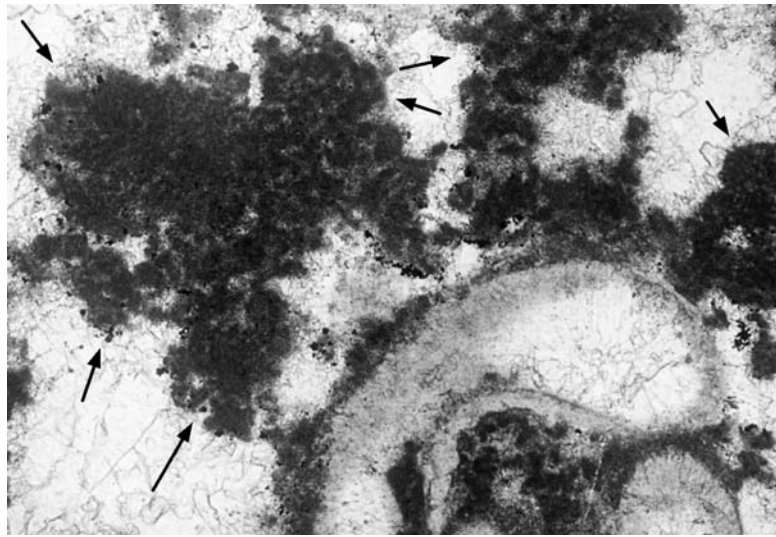


Figura 4.6: Fotografía de coagulos de micrita formados por peloides, se observa como forman aglomeraciones globulares (Riding, 2000). Esta imagen se tomó de un estromatolito-trombolita Carbonifera en Liddesdale, Escocia. La fotomicrografía representa 2 mm de ancho.

3) Calcificación de EPS (“sheaths”)

La calcificación de las fundas protectoras extra celulares polisacaridas de origen microbial (EPS) puede dar origen a fósiles calcificados fáciles de reconocer. Muchos de estos aparecen como coberturas (sheaths) cianobacteriales como la *Angusticellularia*, *Cayeuxia*, *Girvangella*, *Renalcis* y *Ortonella* (Fig. 4.5).

4.3.2. Peloides

En rocas microbiales se ha observado la formación de agregados micríticos granulares similares a pellets. Estas estructuras son comunes en sedimentos tropicales modernos y exhiben una diversa variedad de tamaños desde casi limos a arenas. La formación de peloides es debida a que las bacterias actúan como superficies de nucleación para los microcristales de carbonato y, por efectos similares a como se forman las oolitas, aumentan dichos granos de tamaño hasta el tamaño de arenas (Chafetz, 1986; Folk and Chafetz, 2000 Fig. 4.6).

4.4. Tipos de microbialitas

Históricamente la diferenciación entre los distintos tipos de microbialitas ha sido un problema muy complejo y ampliamente debatido en la literatura (Aitken, 1967; Aitken and Narbonne, 1989;

Burne & Moore, 1987; Kennard & James, 1986). Esto es debido principalmente a que no existe una homogeneidad en los conceptos para definir los tipos de fábricas y texturas producto de la actividad bacteriana, así como a un grave problema de escala (megaestructuras vs microestructuras; Shapiro, 2000).

Los carbonatos de origen microbiano pueden formar unidades litológicas desde muy extensas (arrecifes) y compactas (montículos de lodo), hasta pequeñas y de poco alcance en la historia geológica (carbonate caps y pockmarks). Dentro de estos rangos, los elementos mesoscópicos y microscópicos son los que suelen definir a estas rocas (Shapiro, 2000, Riding 2000). Así, se considera que los diferentes tipos de rocas que la actividad bacteriana da origen entre la interfase agua-sedimento son:

- Estromatolitos
- Trombolitas
- Dendrolitos
- Leisolitos

En estructuras grandes como arrecifes usualmente se encuentran estas rocas entremezcladas. A continuación se discute cada uno de estos tipos de formaciones litológicas.

4.4.1. Estromatolitos

El término estromatolito (del griego “*stromat*”, separar, del latín “*stroma*”, cubierta y del griego “*lithos*”, roca), fue el nombre dado para un conjunto de estructuras en rocas lacustres de la facies Buntsandstein del Triásico inferior, en Alemania (Kalkowsky, 1908 tomado de Riding, 2000). Son estructuras columnares o cóncavas que se forman por sucesiones rítmicas de carbonatos, sílice o minerales evaporíticos y sedimentos, se ha observado que en algunos casos no forman estructuras con relieves, formando costras sobre el sustrato del fondo marino (Riding, 2000; Fig. 4.7). Los estromatolitos, a diferencia de las dendrolitas y trombolitas no presentan microorganismos calcificados (excepto eucariotas superiores o metazoos). La definición de estromatolito es discutida desde sus inicios. Kalkowsky (1908, tomado de Riding, 2000) al definir el término estromatolito se refería exclusivamente a estructuras finamente laminadas creadas por actividad bacteriana, por lo que por años esta definición poco clara no incluyó a los otros tipos de rocas bacterianas que no forman laminaciones (Riding, 2000).



Figura 4.7: Fotografía de un estromatolito de la Formación Tieling en el norte de China (Riding, 2000).

En la década de 1980, los trabajos de Aitken and Narbonne (1989); Burne and Moore (1987); Kennard and James (1986) revelaron que no todas las rocas microbianas eran laminadas; asimismo, resultaba muy complicado demostrar el origen biológico de algunas rocas antiguas. Varios intentos para lidiar con estas complicaciones dieron lugar a nuevas definiciones, entre ellas una definición genética para tratar de incorporar al término estromatolito los depósitos no laminados y a otra descriptiva que ignoraba el origen biológico o no de la roca, y únicamente se preocupaba por la descripción de las formas laminadas, cualquiera que fuese su origen (Riding, 2000). Al incorporarse el término trombolita (Aitken, 1967) para explicar las rocas de origen microbiano que se formaban a partir de estructuras carbonatadas macroscópicas coagulares, fue necesario redefinir el concepto de estromatolito. Esto llevó a formular el término de microbialita para definir a todas las rocas de origen bacteriano (Burne & Moore, 1987).

Los estromatolitos pueden tener componentes distintos:

1. Esqueléticos, formados por fósiles preservados;
2. Aglutinados, producidos por el atrapamiento de sedimentos de distintos tamaños.
3. Aglutinados finos, formados por el atrapamiento de material muy fino o la precipitación de micrita, producto de la actividad bacteriana.
4. Tufa, formada a partir de agua dulce fluvial por precipitación mineral y no por fosilización de cianobacterias.

4.4.2. Trombolitas

Del griego “*thrombos*”, coágulos y “*lithos*”, roca, el término trombolita se utilizó para definir a una serie de microbialitas Cambro-Ordovícicas del sur de las Montañas Rocosas canadienses (Aitken, 1967). Las trombolitas están formadas por concreciones semi-redondeadas de parches irregulares de diferentes colores o texturas, que normalmente forman estructuras diseminadas no laminadas (Fig. 4.8).

Algunas trombolitas son productos primarios de la calcificación bacteriana o de la aglutinación de sedimentos. Aparecen esencialmente bajo el nivel de las mareas, en los fondos marinos y morfológicamente forman columnas, domos, costras gruesas e incluso estratos (no laminación rítmica como en los estromatolitos), aunque las estructuras dómicas de escala métrica son las más representativas (Aitken, 1967; Riding, 2000). Se les consideró en un principio como rocas exclusivas del Proterozoico, aunque posteriormente se han reportado cerca de los límites de Proterozoico-Cámbrico, en el Cámbrico, en el Ordovícico y hasta en rocas mesozoicas y terciarias (Riding, 2000).

Turner, James and Narbonne (2000) establecen que la única diferencia entre un estromatolito o una trombolita es la preservación de la estructura bacteriana inicial, así como de las comunidades, más que por la acción de diferentes tipos de microorganismos. La diferencia entre estromatolitos y trombolitas según Turner et al. (2000) radica en que las primeras conservan las características de las comunidades y las laminaciones conservan la estructura similar a su original. En cambio, las trombolitas pierden rápidamente la similitud con la estructura comunitaria formada por las carpetas microbianas que las originaron.

Otros autores coinciden en que la diferencia entre las trombolitas y los estromatolitos radica en las velocidades de crecimiento y en el aporte de sedimentos (Riding, 2000). En un ambiente de alta energía con aporte de sedimentos, la velocidad de atrapamiento será superior a la de generación de cementos por la propia actividad bacteriana. En cambio en zonas sin aporte de sedimentos y una saturación de carbonatos, se podrán formar trombolitas, ya que estas condiciones favorecen el crecimiento de las comunidades.

4.4.3. Dendrolitas

Del griego “*dendron*”, árbol; “*lithos*”, roca. Esta roca se caracteriza por estar formada por fábricas mesoscópicas similares a arbustos, producto de la calcificación microbiana (Fig. 4.8). Las dendrolitas forman estructuras macroscópicas similares a los estromatolitos y a las trombolitas como columnas, domos así como, a nivel regional, extensos arrecifes. Este tipo de roca se forma por crecimiento microbiano más que por la aglutinación de partículas, como las dos litologías anteriores (Riding, 2000).

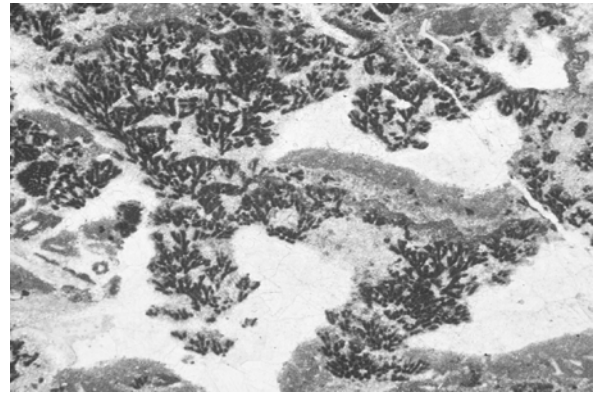
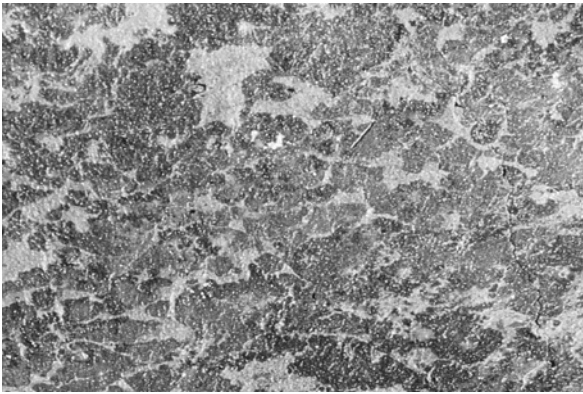


Figura 4.8: Fotografía de microbialitas (Riding, 2000). Trombolita con textura globular formada por coagulos micríticos (izquierda). Dendrolita, se observan los crecimiento similares a ramas (derecha).

4.4.4. Leiolitas

Del griego *“leios”*, uniforme o liso; *“lithos”*, roca. Esta roca prácticamente no posee estructura interna, no posee una fábrica con una clara laminación, grumos o fábricas dendrolíticas. Braga, Martin and Riding (1995) propusieron este término por primera vez para describir unas formaciones litológicas del Mioceno tardío en el SE de España. Este tipo de estructuras se encontró formando grandes domos asociados a estromatolitos y trombolitas. La fábrica de esta roca sugiere una aglutinación irregular con componentes homogéneos, como arenas oolíticas bien clasificadas o costras micríticas arrecifales, como las descritas en arrecifes de esponjas del Jurásico del Tethys en Europa (Leinfelder et al., 1993, 1999).

Capítulo 5

Isotopía estable

5.1. Introducción

Los aportes que la geoquímica isotópica ha hecho a la Ciencias de la Tierra, han impulsado algunos de los avances más espectaculares en el conocimiento del presente siglo sobre los procesos naturales y la formación de la Tierra. La naturaleza cíclica de los procesos naturales y las relaciones directas que tienen en el fraccionamiento o selección de ciertos isótopos de un mismo elemento sobre otros, ha permitido entender muchas de las características específicas de los procesos geológicos (Gat, 1996). La geoquímica de los isótopos estables se ha convertido en una disciplina complementaria indispensable en muchos dominios de las geociencias particularmente en aquellos que implican interacciones entre fluidos y rocas. En el campo del estudio de los depósitos minerales, el petróleo y en general de la geohidrología, ha significado un empuje decisivo hacia el desarrollo de modelos genéticos más precisos, los cuales han significado a su vez en una mejor utilización de estos modelos en la prospección de los recursos naturales y ha sido fundamental para el desarrollo y orientación de técnicas de exploración específicas.

5.2. Los isótopos

Los isótopos son nucleidos (átomos) de un elemento cuyos núcleos contienen el mismo número de protones pero distinto número de neutrones. Existen alrededor de 260 isótopos estables (no radiactivos) y más de 1200 isótopos radioactivos (se desintegran espontáneamente) en la naturaleza. Pese a conservar la misma estructura molecular, los diferentes isótopos de un mismo elemento no se comportan de la misma forma en diversos procesos físicos, químicos y biológicos que tienen

lugar en la naturaleza. Las diferencias en la masa atómica provocan diferencias importantes en el comportamiento de los isótopos en los procesos naturales (Gat, 1996).

La diferencia en el punto de ebullición entre la molécula de agua “ligera” (H_2^{16}O) y la “pesada” (D_2^{18}O) da lugar a que la primera sea preferentemente extraída durante la evaporación. Esta relación establece como condicionante del comportamiento de ciertos compuestos en la naturaleza a la proporción de los isótopos dentro de ellos. Esta diferencia de comportamiento hace que durante ciertas reacciones químicas o procesos físicos, exista una selección preferencial de ciertas moléculas de un mismo compuestos dependiendo de que isótopo está en la molécula (fraccionamiento isotópico).

Los isótopos estables que se utilizan para el estudio de los procesos geológicos son el H, C, N, O y S y se estudia la variación existente dentro de un compuesto entre los diferentes isótopos estables contenidos en el (isótopo pesado y el ligero: D/H, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ y $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$). Se suelen utilizar estos isótopos debido a su bajo peso atómico, y que suelen involucrarse en muchos procesos naturales de la corteza terrestre. Los fraccionamientos isotópicos son poco importantes en elementos de número atómico superior a 16, o que tengan una diferencia de masa grande entre los isótopos del mismo elemento. Así, mientras que entre el ^{18}O y el ^{16}O es de un 12.5 % o del 100 % entre el D y el H, la diferencia de masa entre átomos de número atómico elevado es mucho menor: 1.5 % entre el ^{87}Sr y el ^{86}Sr .

La abundancia del isótopo pesado debe ser lo suficientemente elevada ya que, a menor abundancia del isótopo pesado aumenta el error en las medidas. Los enlaces que forman este tipo de isótopos varían de iónicos a covalentes. Este rango hace que el fraccionamiento entre los isótopos pesados y ligeros sean mayores, ya que al cambiar la fuerza de enlace, se modifica la capacidad de ruptura iónica. Algunos elementos, como el S, N y el C existen en más de un estado de oxidación y otros como el O forman una gran variedad de compuestos. Todos ellos forman parte de un gran número de compuestos naturales, tanto sólidos como fluidos.

Así las propiedades isotópicas de una sustancia dependen principalmente de la naturaleza de los enlaces químicos. En general, los enlaces con iones de alto potencial iónico y masa atómica baja, asociados a frecuencias de vibración altas, tienden a incorporar el isótopo pesado. Así, por ejemplo el Si^{4+} elemento con carga eléctrica elevada y radio atómico pequeño, tiende a concentrar ^{18}O frente al Fe^{2+} , de mayor radio iónico. El resultado es que en la naturaleza, el cuarzo es siempre muy rico en ^{18}O , mientras que la magnetita es un mineral isotópicamente enriquecido en ^{16}O . El C^{4+} al ser también un ión de radio atómico pequeño y carga elevada incorpora preferentemente el ^{18}O , con el resultado de que los carbonatos son minerales con valores de $\delta^{18}\text{O}$ elevados.

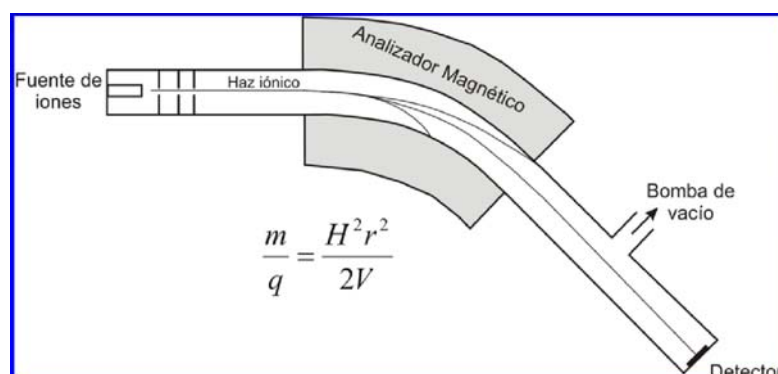


Figura 5.1: Diagrama esquemático sobre funcionamiento de un espectrómetro de masas (Gómez-Tuena, apuntes).

5.3. Principios básicos de espectrometría de masas

La espectrometría de masas es el método más utilizado para medir abundancias isotópicas. Se basa en la separación, mediante un campo magnético, de átomos o moléculas cargadas eléctricamente de acuerdo con sus diferencias de masa. Las muestras se introducen en forma de gas (muestra estándar y muestra a estudiar) de forma que el sistema permite introducir las alternativas. Los gases pasan a través de unos capilares hasta el sistema de ionización, consistente en un filamento el cual, al calentarse, produce un flujo de electrones que ionizan los gases introducidos. De esta manera se forman iones positivos que son conducidos y acelerados mediante un pequeño campo eléctrico. A continuación entran en la zona del electroimán donde son desviados en trayectorias circulares, el radio de las cuales son proporcionales a las masas respectivas de cada grupo de iones (Fig. 5.1). Finalmente los iones así separados, se recogen en unos detectores y son convertidos en impulsos eléctricos (cajas de Faraday). La comparación simultánea de los impulsos provocados por dos haces de iones de distinta masa, permite una mejor precisión que la simple medida de la intensidad de cada uno de ellos. Normalmente se realizan 8 mediciones alternativas de los gases de la muestra problema y del estándar.

5.4. Estándares internacionales de medición isotópica

La notación delta δ es usada para expresar las relaciones isotópicas. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ (Gonfiantini, 1978) se definen como:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \text{ muestra} - \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \text{ estándar} \right) / \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \text{ estándar} \right] * 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \text{ muestra} - \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \text{ estándar} \right) / \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \text{ estándar} \right] * 1000$$

Como se muestra en esas ecuaciones, el valor δ es la diferencia relativa y no absoluta entre la relación entre la muestra y el estándar. Las diferencias son expresadas en partes por mil para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, o simbolizadas por ‰. Si la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (o $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) es menor en la muestra que en el estándar, entonces la muestra está disminuida en ^{18}O (^{13}C) con respecto al estándar, y el valor δ es un número negativo. Por otro lado, si la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ es mayor en la muestra que en el estándar, entonces la muestra está enriquecida en ^{18}O relativo al estándar, y su valor δ es un número positivo. Las sustancias que están disminuidas en el isótopo pesado son referidas como ligeras o solo disminuidas; si son enriquecidas en isótopos más pesados, son pesadas o enriquecidas.

Los estándares usados para reportar la composición isotópica de agua y minerales carbonatados son SMOW (Standard Mean Ocean Water) y PDB (Peedee Formation Belemnite). El estándar SMOW es usado comúnmente para reportar las composiciones isotópicas del oxígeno y deuterio de fluidos y minerales silicatados; el estándar PDB es usado para reportar las composiciones isotópicas de carbono y oxígeno de minerales carbonatados. Cuando se comparan datos isotópicos, es mejor reportar todos los datos con respecto a un único estándar. Esto necesita conversión de los datos de una notación estándar a otra (SMOW a PDB o viceversa).

5.5. Isotopía del O

El oxígeno posee tres isótopos estables:

$$^{16}\text{O} = 99.763\% \quad ^{17}\text{O} = 0.0375\% \quad ^{18}\text{O} = 0.1995\%$$

La relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ es la más utilizada debido a la mayor relación en masa del ^{18}O sobre el ^{16}O . El estándar de referencia que se utiliza es el V-SMOW (Viena- Standard Mean Ocean Water, Gonfiantini, 1978). La composición del agua marina tiene una media del 0‰ ya que es el estándar que se utiliza; las rocas basálticas tienen una composición isotópica en oxígeno muy constante, entre +5 y +10‰, con valores de $\approx +6\%$ para el manto. Existen variaciones importantes en rocas graníticas y metamórficas, reflejo de distintos grados de contribución de oxígeno isotópicamente pesado procedente de rocas sedimentarias. Las aguas meteóricas, se caracterizan por una gran variación, con valores que pueden llegar hasta -50‰.

5.5.1. Clases de aguas

Sheppard (1986) distingue como los principales tipos de agua con respecto a sus características isotópicas a los siguientes:

1) Marinas, o aguas oceánicas, con composiciones actuales de δD entre +5 y +7‰; $\delta^{18}O$ de +0.5 a -1‰, y medias de 0‰ en ambos isótopos, valores definidos por el estándar. Los valores extremos se encuentran en mares cerrados, con intensa evaporación (Mediterráneo, Mar Rojo). No se conocen con precisión los posibles cambios en la composición isotópica del agua marina con el tiempo. Los datos indirectos se han tomado a partir del análisis de carbonatos, sílex, fosforitas etc., y se ha elaborado una curva secular de cambios isotópicos con el tiempo.

2) Meteóricas: Debido a la diferencia de la presión de vapor entre la molécula de H_2O y de D_2O en un caso y de $H_2^{18}O$ y de $H_2^{16}O$ en otro, se producen importantes procesos de fraccionamiento isotópico durante la evaporación y posterior condensación del agua marina. En consecuencia, los valores de $\delta^{18}O$ y de δD del vapor del agua en la atmósfera, por encima de los océanos son ambos negativos (Craig, 1961). Debido a que las aguas meteóricas se encuentran condicionadas al clima y la condición geográfica en que ocurren, varían dependiendo del lugar donde se producen (latitud, altitud, lejanía de los océanos)

3) Connatas y de formación: son aguas atrapadas en los sedimentos durante la sedimentación. Su composición isotópica en un principio es la del agua superficial en el momento del depósito. La mayoría de aguas de formación estudiadas provienen de profundidades entre 500 y 3700 m, en campos petrolíferos y presentan un amplio rango de $\delta^{18}O$ y δD . En las cuencas sedimentarias estudiadas se ha observado una disminución en la composición isotópica tanto en O como en D conforme nos desplazamos a latitudes más altas debido en parte a la mezcla con aguas meteóricas. También se observa un aumento en $\delta^{18}O$ al aumentar la temperatura de las aguas y su salinidad.

4) Metamórficas: son aguas de cualquier origen equilibradas isotópicamente con rocas durante el metamorfismo. La δD y $\delta^{18}O$ se calculan a partir de la composición de las rocas a las temperaturas de interés. El campo de este tipo de aguas se puede definir entre δD de 0 a -70‰ y $\delta^{18}O$ de +3 a +20‰. Debido a que el límite entre la diagénesis y el metamorfismo es difuso, existe un solapamiento entre las aguas de formación ricas en ^{18}O y las metamórficas de bajo grado.

5) Magmáticas: son aguas equilibradas isotópicamente con en rocas ígneas a temperaturas de entre 700 a 1200°C. Existen valores anómalos, tanto con $\delta^{18}O$ elevados, reflejo de materiales sedimentarios en el área de generación del magma, como con ^{18}O bajos, reflejo de interacciones del magma con aguas isotópicamente muy ligeras.

5.6. Isotopía de C

Tiene dos isótopos estables, el de masa 12 y el de masa 13 cuyas abundancias son:

$$^{12}\text{C} = 98.89\% \quad ^{13}\text{C} = 1.11\%$$

Existe una gran variedad de carbono de diferentes procedencias desde procesos atmosféricos, por proceso orgánicos y magmáticos profundos. El carbono de origen magmático tiene una ^{13}C alrededor de -5% , típico de diamantes y carbonatitas. Sin embargo, existen otros muchos materiales naturales con un valor parecido, por lo que una composición isotópica como la indicada no refleja necesariamente la fuente del carbono.

El fraccionamiento entre el CO_2 atmosférico y la materia orgánica sintetizada a partir de la fotosíntesis está controlado por la cinética y es aproximadamente del -25% . Ello da lugar a que la materia orgánica fije preferentemente el ^{12}C y que en consecuencia sea isotópicamente muy ligera. La ^{13}C en la mayoría de plantas terrestres es de -24 a -34% , mientras que en las acuáticas es de -6 a -19% . Los aportes de materia orgánica a las cuencas explica que los valores de ^{13}C de los carbonatos de agua dulce sean más bajos que la de los carbonatos precipitados en agua marina. Esta es también la razón por la cual las aguas superficiales que contienen CO_2 procedente de la descomposición de la materia orgánica de los suelos den lugar valores de ^{13}C muy negativos.

Los fraccionamientos entre especies de C puede ser muy grande, especialmente a altas temperaturas. Cabe destacar por ejemplo el sistema CH_4 -grafito-calcita o los de oxidación del grafito; reducción de CO_2 a CH_4 , oxidación del CH_4 a CO_2 etc. Algunos no dependen de la temperatura: ej. CO_2 - grafito. En general, los mayores fraccionamientos tienen lugar entre especies con diferentes estados de oxidación.

Capítulo 6

Geología Regional del SE de México

6.1. Introducción

El área de estudio se encuentra en lo que Petróleos Mexicanos nombra como Zona Marina, dentro de las aguas territoriales mexicanas en el Sureste del Golfo de México. Fisiográficamente forma parte de la plataforma continental del Golfo de México situada frente a las costas de Veracruz, Tabasco, Campeche, y Yucatán. Geológicamente forma parte de una serie de pequeñas provincias marinas y continentales (Cuencas de Veracruz, Campeche, Plataforma de Yucatán, Salina del Istmo, Chiapas-Tabasco, Macuspana y la Sierra de Chiapas; Angeles-Aquino and Cantú-Chapa 2001; Guzman-Vega et al. 2001; Fig. 6.1).

La mayoría de los estudios geológicos realizados en todo el SE de México se han llevado a cabo en las áreas productoras de hidrocarburos, en lo que se conoce como la Sonda de Campeche en el Golfo de México (Grajales-Nishimura et al., 2000; Grajales-Nishimura, Cedillo-Pardo and Martínez-Ibarra, 2000; Angeles-Aquino and Cantú-Chapa, 2001; Guzman-Vega et al., 2001; Angeles-Aquino et al., 2003; Cantú-Chapa and Ortuño, 2003; Grajales-Nishimura et al., 2003; Martínez-Ibarra et al., 2003; Santamaria and Horsfield, 2004; Chernikoff, Hernández and Schatzinger, 2006), en los campos situados en las cuencas terciarias (Angeles-Aquino et al., 2003) y la Sierra de Chiapas (Burkart, 1978; Burkart et al., 1987; Guzmán-Speziale and Meneses-Rocha, 2000; Meneses-Rocha, 2001). La mayoría de los trabajos mencionados se concentran en entender los procesos de sedimentación y deformación locales (Meneses-Rocha, 1991, 2001; Rosenfeld, 2003), así como la reconstrucción tectónica de la zona en el contexto regional (Salvador, 1991; Pindell and Kennan, 2001; Bartolini and Mickus, 2001; Bartolini, Buffler and Blickwede, 2003; Pindell et al., 2006; Padilla-Sanchez, 2007). De todo el volumen de información la mayor parte de esta proviene de pozos perforados, en menor medida de geología superficial (proveniente principalmente de Chiapas y Tabasco) y algunos

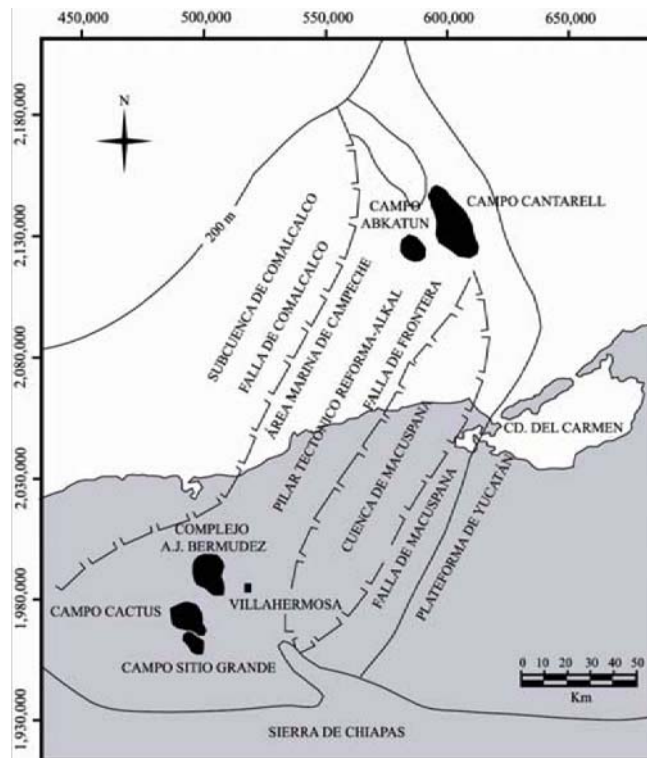


Figura 6.1: Mapa con los principales campos petroleros y las estructuras regionales principales (tomado de Mendez-Ortiz, 2007).

datos geofísicos (sísmica, gravimetría y magnetometría), siendo la parte menos estudiada de todo el SE de México es la Plataforma de Yucatán (Rosenfeld, 2003).

6.2. Secuencia estratigráfica regional

La estratigrafía del SE de México así como de todo el Golfo de México (incluyendo a EUA y Cuba) posee en el aspecto general muchas similitudes en cuanto a las secuencias de deposición y ambientes en rocas de la misma edad, pero en cuanto a la nomenclatura, la vieja escuela americana de nombrar formaciones rocosas a toda aquella unidad cronoestratigráfica que es un poco distinta, ha producido un pesado cúmulo de nombres que hacen referencia a las mismas unidades rocosas. Por lo tanto se ha elaborado una tabla cronoestratigráfica correlacionando las unidades de las principales formaciones para unificar terminologías (Fig. 6.2). En este apartado analizaremos la columna estratigráfica regional, haciendo especial énfasis en las unidades Mesozoicas.

Localidad			Sonda de Campeche	Sierra de Chiapas	Cuenca Tampico Mizantla	Cuenca de Sabinas	Cuenca de SE Texas	
Era	Periodo	Época / Edad	Angeles-Aquino et al. (2001)	Meneses-Rocha et al. (2001)	Magoon et al. (2001)	Lawton et al. (2001)	Goldhammer & Johnson (2001)	
Cenozoico	Cuaternario	Reciente	Suelo marino	Firoclastos	Aluvión	Aluvión	Aluvión	
		Pleistoceno	S/N					
	Neógeno	Plioceno	Paraje Solo	Ixtapa				
		Mioceno	Sup	Filisola		Tuxpan		
			Med	Encanto	Zapotal		Escolin	
	Inf	Depósito	Tulija Depósito		Coatzintla			
	Paleógeno	Oligoceno	Sup	La Laja	La Laja / La Quinta	Palma Real		
			Med					
			Inf					
		Eoceno	Sup	Chinal	Nanchital	Velasco		Jackson
			Med		San Juan			Claiborne
	Inf		Lomut		Wilcox			
	Paleoceno	Candelaria	Soyaló	Chicontepec		Midway		
	Mesozoico	Cretácico	Superior	Brecha K/T	Angostura	Méndez	Méndez	Navarro
Calizas					San Felipe	San Felipe	Austin Chalk	
Medio (¿?)			Calizas dolomitizadas	Sierra Madre		Agua Nueva	Cuesta del Cura	Eagleford
						El Abra / Tamabán / Tamaulipas Superior	Georgetown	Georgetown
							Acañita / Aurora	Glen Rose / Fredencksburg / Atascosa
Inferior		Dolomitas	Malpaso / Coban / Chinameca	Otates	La Peña	Pearsall		
				Tamaulipas inferior	Cupido / Taraiscs	Sligo		
Jurásico		Tithoniano	Edzna	Todos Santos	Pimienta	La Casita Inferior / La Caja	Cotton Valley	
		Kimmeridgiano	Akimpech	Sal del Istmo	Tamán / San Andrés	Olvido	Bossier Shale	
		Oxfordiano	Ek-Balam		Santiago	La Glonia / Zuloaga	Smackover / Norphlet	
	Calloviano	Sal del Istmo	Cahuasas		La Joya / Minas Viejas	Luann		
	Pre-Calloviano	Todos Santos	Grupo Huizachal	Grupo Huizachal				

Figura 6.2: Tabla cronoestratigráfica del SE de México comparada con el resto del Golfo de México (Modificado de Angeles-Aquino, 2006, Goldhammer, 1999, Lawton et al., 2001, Magoon et al., 2001 y Meneses-Rocha, 2001).

6.2.1. Basamento Pre-Mesozoico

Las rocas del basamento son prácticamente desconocidas en todo el SE de México, afloran en dispersas ventanas tectónicas del Macizo de Chiapas, la Sierra de Chiapas y las Montañas Mayas; así como en pozos petroleros dentro del continente (Cobo-301, Yucatán-1; Lopez-Ramos, 1980). Las unidades adjudicadas como basamento son las rocas Paleozoicas similares a los afloramientos de la sutura Ouachita-Marathon, aunque la escasez de afloramientos impide saber más acerca de estas rocas y de su distribución. Las rocas más estudiadas pre Mesozoicas son los intrusivos Permo-Triásicos del Macizo de Chiapas. Estas rocas son principalmente de composición félsica, aunque hay reportes de metasedimentos Paleozoicos de la Formación Santa Rosa (López-Ramos, 1980). Gracias a un conjunto de perfiles sísmicos, gravimétricos y magnéticos se ha visto que en toda el área aparecen alineamientos que son interpretados como fallas profundas con dirección NE-SW adjudicados al desmembramiento de Pangea y la apertura del Golfo. Posterior a estas rocas se observa un hiatus deposicional hasta el Jurásico.

6.2.2. Jurásico

Pre-Calloviano

La Formación Todos Santos son lechos rojos continentales adjudicados a la erosión de las tierras emergidas durante la apertura del Golfo de México, es correlacionable en tiempo a la Formación La Boca del Grupo Huizachal que aflora en el NE de México (López-Ramos, 1980; Meneses-Rocha, 2001) y a la Formación Eagle Mills del SE de EUA (Winker & Buffler, 1988). Fue definida por primera vez por Imlay (1943) y aflora en la Sierra de Chiapas, el Monoclinal del Macizo Chiapaneco, las Montañas Mayas y en algunos pozos que cortan este horizonte desde la Plataforma de Yucatán hasta la Sonda de Campeche (López-Ramos, 1980). Se encuentra depositada discordantemente sobre los granitos permotriásicos y en algunos afloramientos sobre rocas más antiguas (Godinez-Urban et al., 2008) y lo sobreyacen los depósitos de sal del Calloviano. La edad adjudicada a esta unidad fue de Jurásico Superior por palinología (López-Ramos, 1980) y estratigrafía. En trabajos recientes se han definido nuevas unidades dentro de esta formación estableciendo con fechamientos de U-Pb una edad máxima para Todos Santos de 188.6 mas menos 3 Ma la cual la pone en el Toarciano (Jurásico Inferior; Godinez-Urban et al., 2008).

Calloviano

A los cuerpos evaporíticos que están ampliamente distribuidos por todo el SE de México se les han adjudicado varias edades sin-rift, desde Triásico a Jurásico Medio (Sánchez Montes de Oca, 1979).

Buffler et al. (1980) correlacionan a estas evaporitas con la Formación Luann del N del Golfo de México y es coincidente en tiempo a la Formación Minas Viejas del O del Golfo de México (Goldhammer and Johnson, 2001). El espesor de estos paquetes es desconocido, principalmente debido a que (1) los pozos petroleros en cuanto llegan a este horizonte evitan continuar perforando dado los problemas mecánicos que conlleva la perforación en evaporitas y a la ampliamente aceptada idea – aunque no probada – de que los paquetes de evaporitas del Calloviano son enormes y abajo de esta no hay necesidad de explorar; (2) la resolución sísmica suele no ser de muy buena calidad y la alta impedancia acústica del horizonte en contacto con evaporitas suele ensombrecer la señal debajo de la unidad; (3) los espesores actuales no reflejan el grosor inicial de la roca, las evaporitas se deforman inmediatamente después de ser cubiertas por otros sedimentos, muy independientemente de la deformación tectónica que exista en el área (Lawton et al., 2001).

Oxfordiano

Las rocas del Oxfordiano manifiestan las primeras evidencias del establecimiento de condiciones de cuenca de mar abierto en el golfo de México. Estas unidades están representadas por las formaciones La Gloria, Zuloaga y Olvido en el NE y Centro de México; y la Formación Santiago en el E de México (Goldhammer and Johnson, 2001). En el SE de EUA se les conoce como Norphlet, Smackover y Buckner (Goldhammer, 1999; Lawton et al., 2001).

Con datos de subsuelo Angeles-Aquino & Cantú Chapas (2001) denominan a las rocas del nivel Oxfordiano en la zona de estudio de la Sonda de Campeche como Grupo Ek-Balam correspondiente a cuerpos masivos de arenas y carbonatos peloidales bentoníticos. Estas rocas son importantes reservorios y rocas generadores de hidrocarburos. El contacto inferior de este grupo no se ha cortado en pozos petroleros y el límite superior lo forman las rocas de la Formación Akimpech. La localidad tipo es el pozo Caan-1 a una profundidad de 4985 m. Las arenas están formadas por clastos detríticos de finos a gruesos con intercalaciones de mudstone bentoníticos.

A la Formación Akimpech Angeles-Aquino & Cantú-Chapa (2001) la denominan como el “Miembro A” de la serie Jurásica

Kimmeridgiano

En el resto del país las rocas de esta edad son representadas por la Formación La Casita en el Norte, la Formación Tamán y San Andrés en el Centro y la Formación Chinameca en el S. En el N del Golfo de México las rocas de esta edad son correlacionables con las formaciones Haynesville, Gilmer, Bossier Shale, Cotton Valley Group y Knowles. Para la Sonda de Campeche se le adjudica

el nombre de la Formación Akimpech (Angeles-Aquino & Cantú-Chapa, 2001) y consiste en una secuencia de carbonatos y terrígenos caracterizados por oolitas y calizas dolomitizadas, lutitas, y mudstones bentoníticos. Esta formación es el reservorio más importante del Jurásico Superior en la región. Más de 50 pozos han alcanzado este nivel estratigráfico y han encontrado espesores de entre 63 y 1272 metros con un promedio de 454m. La localidad tipo es el pozo Caan-1. La infrayace el grupo Ek-Balam y la suprayace la Formación Edzna marcando un abrupto cambio entre los gruesos bancos oolíticos de esta formación y roca más arcillosas de la Formación Edzna, evento que es muy marcado en los registros geofísicos (Angeles-Aquino & Cantú-Chapa, 2001). Se le subdivide en 4 miembros.

1. Miembro B: consiste de mudstone y arcillas arenosas bentoníticas, algunas laminaciones esporádicas de areniscas, dolomías y anhidritas, alcanza espesores de hasta 408 m. Hacia el oeste cambia a facies carbonatadas.
2. Miembro C: consiste de dolomías meso y microcristalinas, packstones medianamente dolomitizados, intercalaciones de mudstones, dolomías y arcillas arenosas color gris olivo, forman paquetes de hasta 267 metros.
3. Miembro D: está formado por lutitas, mudstones y lutitas arenosas intercaladas con carbonatos y carpetas de algas. En algunas pozos en esta secuencia aparecen alternancias de terrígenos continentales con un mudstone rojizo, alcanza espesores de hasta 387 m.
4. Miembro E: se incluyen dentro de este miembro a dolomías micro y mesocristalinas, cuyo protolito fueron packstones, grainstones oolíticos y pelloidales, wackestones de pellets con algunas intercalaciones esporádicas de oolitas no dolomitizadas. A diferencia del resto de los miembros de esta formación no se observan fósiles. Los espesores de este miembro alcanzan hasta los 373 metros.

Tithoniano

Las rocas de esta edad están representadas en México por las formaciones en las cuencas de Burgos, Sabinas, Tampico-Misantla y Sierra Madre Oriental por las formaciones La Casita y Pimienta (Golhammer & Johnson, 2001), en la cuenca de Veracruz por la Formación Tepexilotla; y para el SE de México (Cuencas Salina del Itzmo, Sierra de Chiapas y la plataforma de Yucatán) se encuentra la Formación Chinameca. En Texas las rocas de esta edad son las formaciones Cotton Valley, Shuler y Bossier (Goldhammer, 1999).

En el área de estudio Angeles-Aquino & Cantú-Chapa (1989; sensu Angeles-Aquino & Cantú-Chapa, 2001) propusieron que este horizonte debería ser considerado como la Formación Pimienta,

sin embargo en trabajos más recientes (Angeles-Aquino & Cantú-Chapa, 2001) al encontrar facies más calcáreas en esta zona propusieron otorgarle el nombre de la Formación Edzna, para diferenciar estos cambios de facies. Esta formación se divide en tres miembros (F, G y H):

1. Miembro F.- Esta unidad posee un espesor de hasta 110 metros y es cortada por pozos en todo el Pilar de Akal-reforma. Consiste de mudstone arcilloso, color de café a gris con abundante materia orgánica e intervalos de lutita negra. Este miembro presenta mayor dolomitización hacia el E.
2. Miembro G.- consiste en lutitas arenosas y carbonatadas de color negro a gris oscuro intercaladas con calizas arcillosas de color oscuro. Posee un gran contenido de materia orgánica y es la principal roca generadora de todo el sistema petrolero del SE de México. Su espesor máximo es de 171m.
3. Miembro H.- Esta unidad varía entre los 26 y los 83m de espesor y se acuña hacia el este en los pozos que la han perforado. Consiste en mudstones arcillosos y bentoníticos, con apariencia a cretas y aumentando el grado de dolomitización hacia el E.

6.2.3. Cretácico

El Cretácico en el área de la Sonda de Campeche al igual que en todo el Golfo de México se caracteriza por ser una constante sucesión de carbonatos y la formación de gruesos paquetes de arrecifes en todo el Golfo de México (Fig. 6.3), donde el principal control de la sedimentación son cambios eustáticos del nivel del mar (Angeles-Aquino, 2006) o diferentes tasas de subsidencia (Goldhammer y Johnson, 2001) pasando de carbonatos de plataforma de alta energía a carbonatos de cuenca profunda (Goldhammer y Johnson, 2001).

Cretácico Inferior

En la zona de estudio el Cretácico inferior y el denominado informalmente por Petróleos Mexicanos como Cretácico Medio (Albiano - Cenomaniano) no tiene nomenclatura formal, pero se correlaciona en el Cretácico medio con las formaciones Hosston y Sligo en el SE de Texas (Goldhammer, 1999): las formaciones Taraises, San Marcos, Carbonera, Cupido, y Menchaca hacia el NE de México en las cuencas de Sabinas y el frente plegado de la Sierra Madre Oriental (Lawton et al., 2001); la Formación Tamaulipas Inferior hacia el E del Golfo de México; en el SE de México se han determinado como unidades similares en tiempo a la Formación Chinameca y Coban en la cuenca Salina del Istmo y hacia Guatemala respectivamente (López-Ramos, 1980). Angeles-Aquino

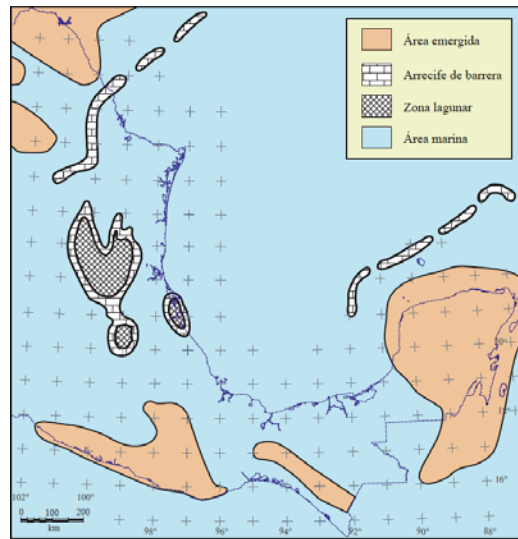


Figura 6.3: Distribución de arrecifes durante el Barremiano (Padilla-Sánchez, 2007).

(2006) describe a las rocas del Cretácico Inferior como una sucesión de mudstones bentoníticos color verde y gris olivo con dolomitización incipiente, dolomía microcristalina color gris verdoso, gris blanquecino y gris olivo, donde su protolito eran mudstones y wackestones de intraclastos y exoclastos.

Cretácico “Medio” (Albiano-Cenomaniano)

El Cretácico “Medio” es correlacionable con las formaciones Pearsall, Fredricksburg, Atascosa, Georgetown, Buda, Del Rio y Eagleford en el SE de EUA (Goldhammer & Johnson, 2001), las formaciones Aurora, Acatita, El Abra, Indidura y Cuesta del Cura en el NE de México (Lawton et al., 2001); la Formación El Abra, Tamabra, Tamaulipas Superior en el O del Golfo en la cuenca Tampico Misantla (Magoon et al., 2001); la Formación Orizaba en la Cuenca de Veracruz (Magoon) y la Formación Sierra Madre en la Sierra de Chiapas (Meneses-Rocha, 2001).

Angeles-Aquino (2006) describe a esta unidad informal como 176 metros de rocas divididos en cinco unidades constituidas por mudstones y wackestones de exoclastos, intraclastos y bioclastos, ligeramente dolomitizados y silicificados, de color gris olivo claro; se observan también cuerpos de dolomía microcristalina de color gris a blanco a gris olivo con intercalaciones de lutitas oscuras y arcillas bentoníticas gris verdoso y verde amarillento.

Cretácico Superior

La rocas de esta edad en la Sonda de Campeche se correlacionan estratigráficamente con las formaciones Eagle Ford, Austin, Taylor y Navarro en Texas (Goldhammer y Johnson, 2001); en el

NE de México en las cuencas de Sabinas y Sierra Madre Oriental con las formaciones Indidura, Caracól, Parras, Upson (Lawton et al., 2001); hacia el O del Golfo de México en la Cuenca Tampico-Misantla la Formación Agua Nueva, San Felipe y Méndez (Magoon et al., 2001); y en el SE con la Formación Angostura en la Sierra de Chiapas (Meneses-Rocha, 2001).

En la literatura existente sobre la Zona Marina, no existe un común acuerdo sobre si las unidades rocosas de esta edad podrían considerarse como parte de las unidades formacionales ya establecidas en el resto del Golfo de México. Magoon et al. (2001) clasifica a las rocas del Cretácico Superior en el Área de la Bahía de Campeche como probablemente una facies de las formaciones Agua Nueva (Turoniano), San Felipe (Coniaciano-Santoniano) y Méndez (Campaniano-Maestrichtiano), ampliamente distribuidas por todo el Golfo de México, sin embargo no hace descripciones litológicas para describir estas unidades. Está constituido por 5 unidades rocosas carbonatadas tales como: mudstone a wackestone de exoclastos, bioclastos y litoclastos ligeramente bentoníticos color crema, café y gris olivo claro, dolomías microcristalinas, en su origen un mudstone bentonítico de foraminíferos y litoclastos color gris olivo claro, con intercalaciones de margas lutitas y bentonitas.

Brecha K/T

Entre las rocas del final del Cretácico Superior (Maestrichtiano) y comienzos del Paleoceno Inferior (Daniano) se encuentra una unidad constituida - en el área de estudio - por brechas de dolomías y calizas. Esta brecha está formada por exoclastos de carbonatos de diferentes ambientes y edades, con espesores de 50 a 300 m (Grajales-Nishimura, 2000). Esta unidad se caracteriza por una sedimentación de alta energía, interpretándose como el horizonte de impacto de un asteroide/meteorito en el límite K/T. Este horizonte se caracteriza por tener una mineralogía especial como cuarzo de alta presión, esquirlas de material fundido, con una anómala concentración de iridio. Esta capa de sedimentos es producto de la eyección de material durante los impactos de meteoritos y se le denomina como “ejecta”. Swisher et al. (1992) al fechar rocas de núcleos de perforación en el cráter Chicxulub en la plataforma de Yucatán, encuentran edades de 64.98 ± 0.05 en tectitas (roca fundida), proponiendo a este cráter como la evidencia del impacto que generó la gran extinción de finales del Cretácico.

La brecha K/T es cortada por 104 pozos en la región de la Sonda de Campeche con un espesor promedio de 205m (Angeles-Aquino, 2006). El análisis de microfacies y fósiles dentro de los clastos que componen la brecha se utilizó para determinar los orígenes de las rocas y se encontraron que provienen de zonas de plataforma interna como lagunas restringidas, margen de plataforma y sedimentos de cuenca.

6.2.4. Cenozoico

La columna sedimentaria del Terciario en la región marina de Campeche consiste en hasta 6000 m de potencia, encontrando los mayores espesores en el Mioceno debido a la deformación del Neógeno. A diferencia de la sedimentación mesozoica del área de estudio (Jurásico Superior y Cretácico) que tuvo lugar sin interrupción, en el Terciario existen una serie de discontinuidades producto de la Orogenia Larámide (Goldhammer & Johnson, 2001; Lawton, 2001), la deformación del Neógeno en el evento Chiapaneco (Meneses-Rocha, 2001) y la tectónica salina (Padilla-Sanchez, 2007), haciendo que grandes paquetes de sedimentos falten en diferentes zonas. La sedimentación cenozoica es fundamentalmente siliciclástica constituida por terrígenos de las áreas emergidas, principalmente areniscas con horizontes de arcillas bentoníticas (Medina, 2001)

Paleoceno

Las rocas de esta edad en el resto del Golfo de México están representadas por las formaciones Midway en Texas; el Grupo Difunta hacia la Cuenca de la Popa en el NE de México; y La Formación Chicontepe y Velasco en el O del Golfo de México (López-Ramos, 1980). En el subsuelo de la Sonda de Campeche no se le ha denominado con un nombre determinado, pero está representado al sur del área de estudio por la Formación Soyaló en la Sierra de Chiapas. Esta unidad se divide en dos miembros, el inferior consiste de una brecha calcárea, wackestones y packstones de foraminíferos y lutitas, con un espesor máximo de 450 metros. La unidad superior consiste en una sucesión rítmica de arenas y arcillas con algunos niveles de brechas calcáreas de la Plataforma de Yucatán, este miembro tiene un espesor de 525 metros (Lopez-Ramos, 1980).

Eoceno

Las rocas de esta edad son representadas en el resto del Golfo de México mediante la Formación Wilcox en Texas; El Grupo Difunta hacia el N de México; la Formación Velasco hacia el O del Golfo de México; y en el Sur la Formación Nanchital y Chinal en las áreas del Istmo y Tabasco. No se le ha denominado formalmente como Formación en la Sonda de Campeche aunque algunos la correlacionan directamente con las facies de la Formación Chinal (Magoon et al., 2001).

Esta unidad está caracterizada en el Eoceno inferior por discontinuidades locales; y en el Eoceno Medio por la deposición de secuencias de calizas fosilíferas intercaladas con areniscas y areniscas calcáreas, que gradan hacia el SE a facies de grano más grueso (Meneses-Rocha, 2001). Posee un espesor máximo de 1350 m. En el Eoceno superior las secuencias sedimentarias son similares, salvo la presencia de un mayor contenido de carbonatos y menos terrígenos de grano grueso con un espesor máximo de 600 m.

Oligoceno

Las rocas de esta edad en la Sonda de Campeche se correlacionan con las formaciones Palma Real y Morones en las Cuencas de Burgos y Tampico-Mizantla y hacia el SE con la Formación La Laja (Magoon et al., 2001). Las rocas de esta edad en el área de estudio consisten en 1495 metros de calizas fosilíferas (810 m) intercaladas por arcillas y areniscas, un miembro intermedio (385 m) compuesto por una alternancia de calizas, areniscas, areniscas calcáreas, arcillas y biostromas coralinos y un miembro superior (300m) que consiste en areniscas gruesas (Angeles-Aquino 2006).

Mioceno

El Mioceno está constituido por dos formaciones (1) la Formación Depósito ampliamente distribuida en todo el SE se depositó desde el Jurásico hasta los 12.5 millones de años en el Mioceno Medio con espesores de hasta 2000 m en intercalaciones de arenas finas y lutitas (Angeles-Aquino, 2006), y (2) la Formación El Encanto que abarca desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno se caracteriza por espesores de 800 m de areniscas de grano fino y grueso (Meneses-Rocha, 2001).

Plioceno - Reciente

Las rocas de estas edades consisten en alternancias rítmicas de arcillas bentoníticas, arenas de granos grueso a muy fino y bioclastos de carbonatos de la Plataforma de Yucatán. Los nombres de las formaciones que incluyen materiales de esta edad son diversos pero, en conjunto, forman un paquete con espesores diversos de hasta 1,200 m y descansan en discordancia angular a partir del Plioceno-Pleistoceno sobre las rocas deformadas por el evento Chiapaneco (Deformación Neogéna; Meneses-Rocha, 2001)

6.3. Evolución Tectónica

Los procesos de sedimentación, interpretados a partir del análisis estratigráfico y de facies de los sedimentos que rodean toda la Cuenca del Golfo de México evidencian tres episodios tectónicos que afectaron a todo el golfo y uno restringido al SE de México (Goldhammer and Johnson, 2001). Estos episodios marcan de forma general la evolución geológica del NE de Pangea desde el Triásico y parte de la composición actual del Golfo de México.

Los patrones estructurales del basamento que jugaron un importante rol durante la deformación mesozoica y cenozoica en el actual Golfo de México, tuvieron sus orígenes a finales del Paleozoico

durante la sutura Ouachita/Marathon, en el que colisionan los continentes Gondwana (Sudamérica), Laurasia (Norte América), atrapando en el medio al Bloque de Yucatán (Pindell y Kennan, 2001). Las evidencias de esta sutura se observan en las rocas de esta edad en unidades litológicas de edad Permo-Carbonífera de origen continental, con grados diversos de metamorfismo, que afloran en el SE de México en la Sierra de Chiapas y las Montañas Mayas (López-Ramos, 1980, Rosenfeld, 2001).

6.3.1. Etapa 1 Rifting

La primera etapa de movimiento en el golfo de México se llevo a cabo durante los primeros episodios del rompimiento de Pangea en el Triásico (Buffler et al., 1980) y se evidencia por la atenuación del basamento y la separación de bloques a través de fallas trans-tensivas que formaron altos (Bloque de Coahuila y el Bloque Maya) y bajos del basamento (Cuencas del Golfo de México; Pindell, 1985; Salvador, 1987, 1991; Pindell and Kennan, 2001; Pindell et al., 2006; Padilla-Sanchez, 2007). Esta deformación extensional formó un sistema de rift-grabens y medios grabens que controlaron la distribución de las facies volcanoclásticas y los sedimentos continentales (lechos rojos) que se depositaron en los bajos estructurales (Grupo Huizachal, formaciones Eagle Mills y Todos Santos). Mientras la corteza continuaba su proceso de atenuación y se profundizaban las fallas, se depositaron espesores de sedimentos continentales de hasta 1000 m (Goldhammer, 1999). Hacia el Jurásico Inferior y/o Medio mientras se profundizaban estos rift-grabens permitieron la entrada de agua marina fomentando la precipitación de evaporitas a distintos tiempos durante todas las cuencas que se estaban formando (Goldhammer y Johnson, 2001).

El Bloque de Yucatán durante este periodo de rompimiento y apoyado por la formación de una falla transformante de movimiento dextral (Falla Tampico-Chiapas, Padilla y Sánchez, 2007; o Tamaulipas – Chiapas, Pindell, 1985) comienza un movimiento hacia el sur con una rotación antihoraria. La posición original del Bloque de Yucatán es situada entre los basamentos de Gondwana y Laurasia según las afinidades petrológicas encontradas en los basamentos previos al Mesozoico en estas zonas, así como por paleomagnetismo (Molina-Garza, Van der Voo and Urrutia-Fucugauchi, 1992; Godinez-Urban et al., 2008). En la medida en que Gondwana se mueve hacia el sur, se ha propuesto que se desarrollaron en México una serie de fallas transformantes con orientación NW-SE (Megacizalla Mojave-Sonora) que desplazan a México cada vez más hacia el sureste (Anderson and Schmidt, 1983; Fig. 6.4). Este desplazamiento impide que las aguas del Pacífico entren a los depocentros del rift hasta ya entrado el Jurásico (Goldhammer y Johnson, 2001).

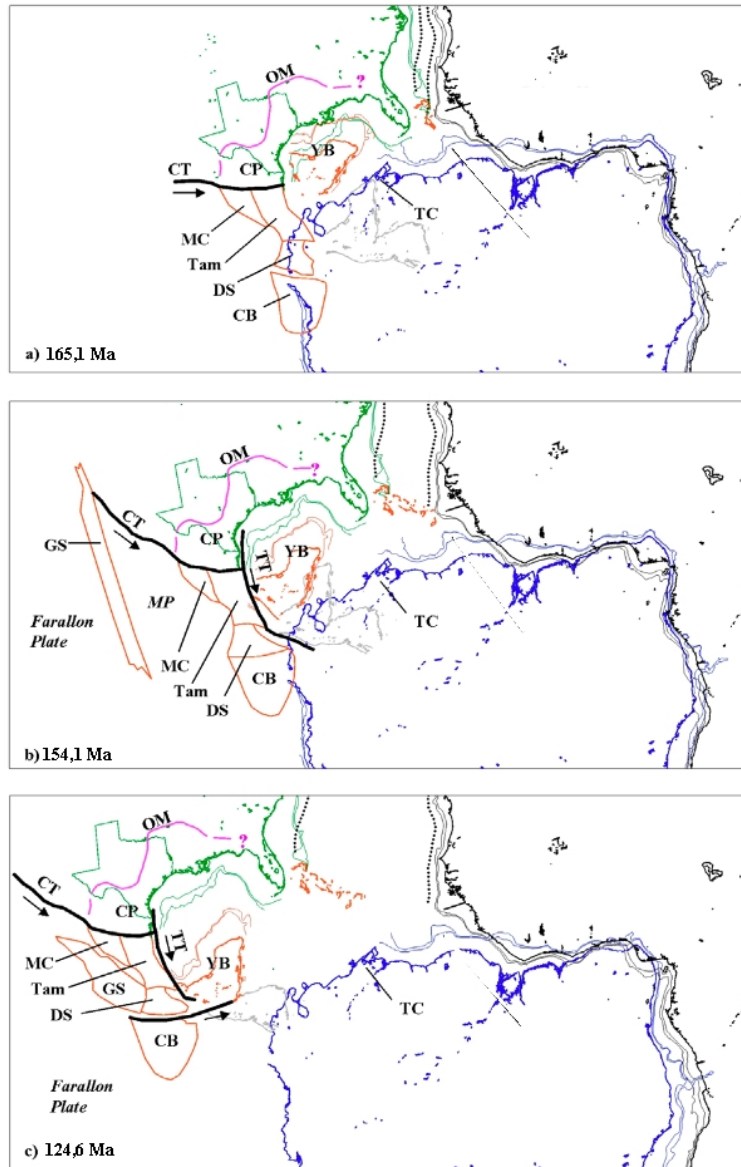


Figura 6.4: Evolución de la fragmentación de Pangea entre el Bathoniano, Kimmeridgiano y Barremiano (Bird, and Burke, 2006). Elementos (YB) Bloque de Yucatán, (OM) Cinturón Ouachita-Marathon, (CB) Bloque de Chortis, (CP) Plataforma de Coahuila, (CT) Transformante de Coahuila, (MC) Bloque de la Mesa Central, (Tam) Bloque de Tampico, (DS) Bloque Del Sur, (TC) Trinidad, (GS) Superterreno Guerrero, (TT) Transformante de Tehuantepec.

6.3.2. Etapa 2 Deriva

En la medida en que Yucatán se desplaza a lo largo de la Falla Tamaulipas-Chiapas (Pindell, 1985), la corteza se adelgaza lo suficiente y comienza la formación de corteza oceánica en el Golfo hacia inicios del Oxfordiano (Buffler et al., 1980; Fig. 6.7). Mientras el movimiento de Yucatán continúa, varios de los altos del basamento del NE de México empiezan a subsidir permitiendo la circulación de agua marina en condiciones normales, iniciándose la sedimentación de carbonatos en la cuenca (Formación Zuluoaga, Formación Ek-Balam etc; Goldhammer y Johnson, 2001; Angeles-Aquino y Cantú Chapa, 2001). La formación de la dorsal oceánica con dirección ENE-WSW, parte en dos los cuerpos salinos del Jurásico Inferior y/o Medio dejando la configuración actual entre los cuerpos de sal de la Formación Luan y la Sal del Istmo (Pindell, 1985; Fig. 6.5). Norte América y Sudamérica continúan su separación concentrándose el desplazamiento principal en el protocaribe con la formación de grandes dorsales oceánicas (Pindell, 1985).

La deriva cesa hacia el comienzo del Cretácico (Berriasiano). El control de sedimentación de las rocas terrígenas cerca de las tierras emergidas y las calizas y calizas arcillosas en las cuencas y plataformas de este periodo (Oxfordiano a finales del Kimmeridgiano) se debió a diferentes tasas de subsidencia entre los altos y bajos estructurales (Goldhammer, 1999). Esta subsidencia diferencial también se debió al comienzo de la movilización de los cuerpos salinos interpretados por Salvador (1991) como una de las razones por las que en las rocas de esta edad se encuentran cambios rápidos de facies lateralmente así como bruscos cambios en los espesores. Para finales de este periodo el único elemento emergido es el bloque de Coahuila; la plataforma de Yucatán se establece como una plataforma carbonatada somera donde, por efectos locales, emerge para formar lagunas restringidas y precipitan evaporitas (Goldhammer y Johnson, 2001).

El Bloque de Yucatán cesa de moverse y ocupa la zona actual a principios del Berriasiano. Durante el resto del Cretácico se establece un periodo de enfriamiento cortical y subsidencia lenta, el cual provoca que la sedimentación sea mayoritariamente de cuenca y plataforma oceánica tranquila, con arrecifes carbonatados que bordean todo el Golfo de México (Fig. 6.3) formando espesores de roca de hasta 2000 m en algunas áreas (Goldhammer, 1999).

6.3.3. Etapa 3 Deformación Laramídica

El cambio de las direcciones de la placa Norte Americana con respecto a la placa de Farallón generó en el flanco occidental de Norte América la aparición de una zona convergente en la que Farallón subducen bajo Norte América. Esta subducción genera en todo el flanco occidental una zona de deformación compresiva (las montañas Larámides de donde toma la orogenia su nombre) que en algunos casos - dependiendo del ángulo de subducción de Farallón – se profundiza más allá de la

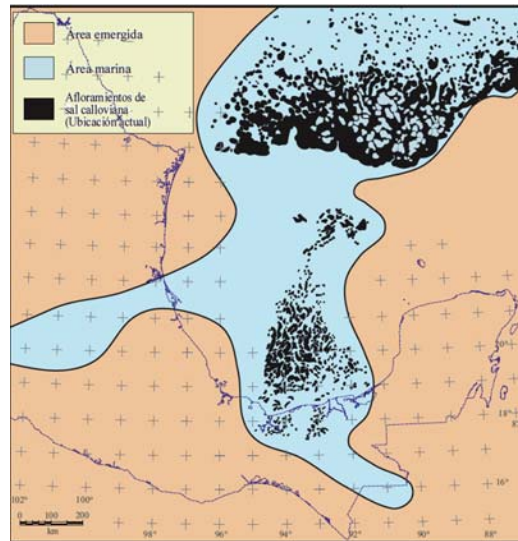


Figura 6.5: Distribución de Sal Caloviana en el Golfo de México en la actualidad (Padilla-Sánchez, 2007).

zona de tras-arco deformando por mecánica de Piel Delgada y de Piel Gruesa (Padilla-Sanchez, 2007).

En el Golfo de México esta deformación se aleja de la zona del arco volcánico hacia el continente generando un reajuste de bloques profundos, reactivando fallas antiguas y creando un frente de deformación que aprovechó los niveles evaporíticos para generar desacoples mecánicos y crear un frente de plegamiento que se desplaza de NW-SE en diferentes edades (Campaniano- Oligoceno). Esta deformación modifica los procesos de sedimentación generando en todo el Golfo de México una serie de cuencas de antepaís con sedimentos terrígenos que forman gruesos paquetes de hasta 8000 m (Goldhammer, 1999). A partir del Cretácico Superior la geología del SE de México se diferencia del resto del Golfo de México debido a que el contexto tectónico se modifica. La placa del Caribe empieza su movimiento de convergencia contra lo que queda de Norte América y Sudamérica (Pindell, 1985). El Bloque de Yucatán hacia el Cenomaniano colisiona con el Arco de las Antillas o contra el Bloque de Honduras-Nicaragua a lo largo de la Falla Motagua (Pindell, 1985; Pindell & Keenan, 2001)

6.3.4. Etapa 4 Deformación del Neógeno (Evento Chiapaneco, Captura de Chortis)

La deformación en el SE de México tuvo su paroxismo máximo hacia el Neógeno, cuando las rocas de la actual Sierra de Chiapas fueron deformadas y plegadas debido al empuje hacia el NE producto del impacto del Bloque de Chortis (Padilla-Sanchez, 2007). Durante esta deformación se formaron varias zonas de despegue en los niveles evaporíticos. La carga de Chortis genera un basculamiento

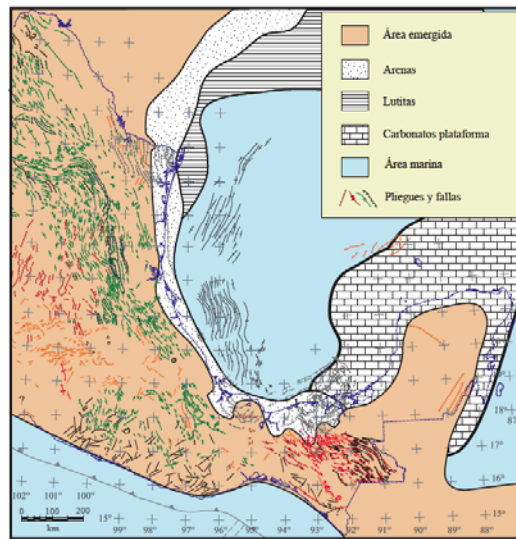


Figura 6.6: Paleogeografía durante el Pleistoceno tardío. La Sierra de Chiapas-Reforma-Akal ya se encuentran deformados y las cuencas de Comalcalco-Salina del Istmo (1) y Macuspana (2) ya se habían formado. La mayoría de las estructuras extencionales son perpendiculares a las compresionales (Padilla-Sánchez, 2007).

hacia el NE que desencadena en la cabalgadura de lo que actualmente es la estructura Cantarell (formando dos bloques que en la literatura se nombran como Bloque Akal al bloque corrido o alóctono; y Bloque Sihil al bloque autóctono; Chernikoff, Hernández and Schatzinger, 2006). En estos momentos comienza el depósito de grandes paquetes de sedimentos finos en las cuencas hacia el NW. La deformación continúa hasta el Plioceno y cuando cesa la carga tectónica, se establece un régimen de relajación el cual favorece el desarrollo de fallas lístricas con orientación NE-SW formando la actual configuración de las cuencas de Macuspana y Comalcalco, y el Pilar Reforma Akal (Meneses-Rocha, 2001; Fig. 6.8).

Parte III

Resultados, discusión y conclusiones

Capítulo 7

Resultados

7.1. Antecedentes

7.1.1. Pozo Cástor -1

El pozo Cástor-1 (Fig. 7.1), nombre dado a este pozo en este trabajo por motivos de confidencialidad, se perforó bajo un tirante de agua aproximado de 30 m, alcanzando aproximadamente los 5400 m. de profundidad. La columna estratigráfica atravesada por este pozo comprende rocas que van, en edad, desde Plio-Pleistoceno que se encuentra en el fondo marino, hasta las dolomías del Cretácico (Fig. 7.2).

Este pozo atravesó un potente paquete de dolomías sin fósiles guía, con un espesor total aproximado de 2500 metros. Estas dolomías presentan texturas variadas con tamaños diversos de cristales, con múltiples cavidades de disolución. Esporádicamente alternan con horizontes delgados constituidos por wackestones-packstones peloidales dolomitizados. En la actualidad Petróleos Mexicanos considera que el pozo cortó todas las rocas cretácicas con base en correlaciones petrofísicas y de registros geofísicos.

Durante la perforación del horizonte cretácico, Petróleos Mexicanos manifestaron tener problemas de circulación y pérdida de lodo de perforación por lo que no pudieron tomar muestras de canal y se perforó con agua de mar. El muestreo se realizó mediante la perforación de 16 núcleos de fondo cada 100 metros estimando que existe una homogeneidad en las rocas entre núcleo y núcleo por los registros geofísicos.

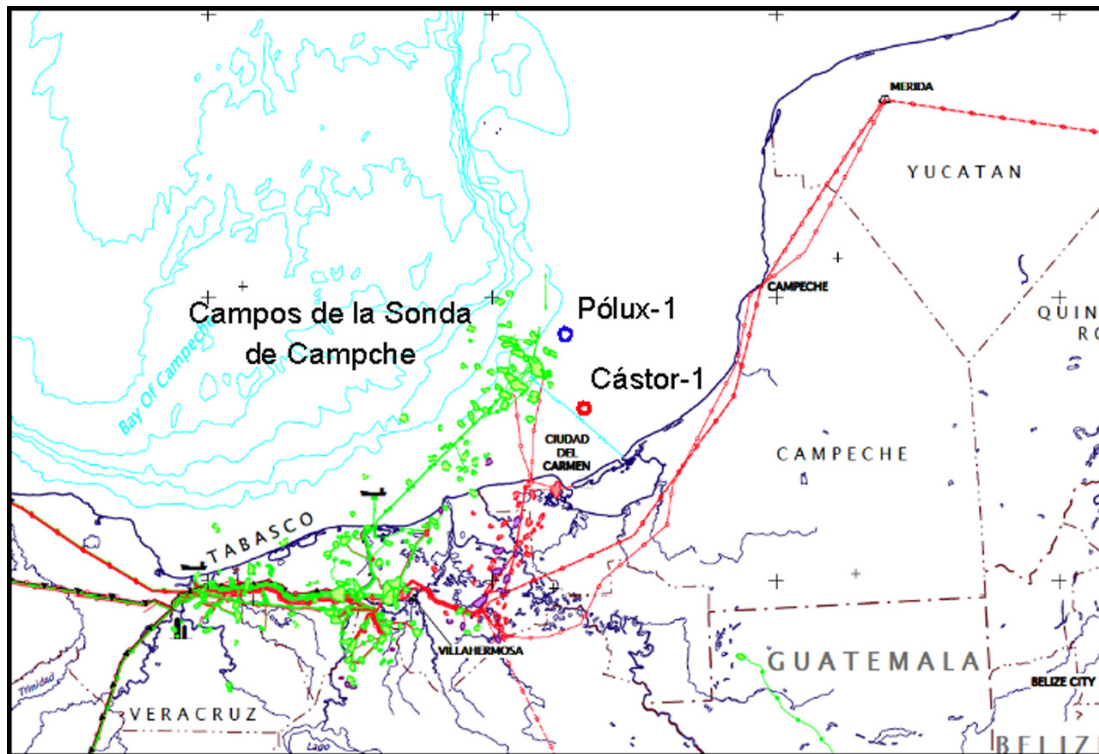


Figura 7.1: Posición relativa de los pozos Cástor-1 y Pólux-1 con respecto a los principales campos de la Sonda de Campeche.

7.1.2. Pozo Pólux-1

De acuerdo a los registros de Pemex, este pozo (Fig. 7.1) fue perforado con el objetivo de encontrar acumulación de hidrocarburos comercialmente explotables en rocas del Jurásico Superior (Kimmeridgiano-Oxfordiano), productoras en campos adyacentes, así como obtener información relacionada con las características litológicas y petrofísicas de las rocas generadoras, rocas almacenadoras y sello de esta área, además de conocer los espesores de la secuencias estratigráficas perforadas y sus respectivas características eléctricas y sísmicas. La secuencia estratigráfica atravesada por el pozo corta las rocas desde el Oxfordiano (Jurásico Superior) hasta el reciente (Fig. 7.2).

Este pozo perforó aproximadamente 1800 m de rocas cretácicas de los cuales no se pudieron recuperar muestras de canal durante gran parte del intervalo debido a la pérdida total del lodo de perforación. Esta pérdida se le adjudicó a la aparición de zonas cavernosas. El control litológico se llevó a cabo mediante el corte de 5 núcleos de fondo y registros de imágenes FMI. Las rocas encontradas representan dolomías micro y mesocristalinas con cavidades de disolución, se cortó un nivel de lutita bentonítica y en la base mudstones color gris y café claro con fracturas cementadas. De acuerdo con los reportes de Petróleos Mexicanos, “en todo el paquete se observan estructuras orgánicas obliteradas de posibles gasterópodos, miliólidos, pelecípodos, algas y algo parecido a

Periodo	Prof. mts.	Núcleos	
Cretácico	Cretácico Superior (Ks)	2150	
		2200	N1F1
		2250	N1F2
		2300	
		2350	N2F1
		2400	
		2450	
		2500	
		2550	
		2600	N3F1
		2650	N3F2
		2700	
		2750	
		2800	N4F1
		2850	N4F2
	2900		
	2950	N5F1	
	3000		
	3050		
	3100		
	3150		
	3200	N6F1	
	3250	N6F2	
	3300		
	3350		
	3400		
	3450	N7F1	
	3500		
	3550		
	3600		
	3650	N8F1	
	3700		
	3750		
3800			
3850			
3900			
3950			
4000			
4050	N9F1		
4100			
4150			
4200	N10F1		
4250			
4300			
4350			
4400			
4450			
4500			
4550			
4600			
4650			
4700			
4750			
4800	N11F1		
4850			
4900	N12F1		

Periodo	Prof. mts.	Núcleos	
Cretácico	Cretácico Superior (Ks)	3350	
		3400	
		3450	
		3500	N1F1
		3550	
		3600	
		3650	
		3700	
		3750	N2F1
		3800	N2F2
		3850	
		3900	
		3950	
		4000	
		4050	
	4100		
	4150		
	4200	N3F1	
	4250		
	4300		
	4350		
	4400		
	4450		
	4500		
	4550		
	4600		
	4650		
	4700		
	4750		
	4800		
	4850		
	4900		
	4950		
5000			
5050			
5100			
Jurásico Superior	Tithoniano	5150	
		5200	
		5250	
		5300	
		5350	
		5400	
	Kimmeridgiano	5450	
		5500	
		5550	
		5600	
		5650	
		5700	
Oxfordiano	5750		
	5800		

Figura 7.2: Profundidad de los núcleos y las edades adjudicadas por Pemex para los pozos Cástor-1 (izquierda) y Pólux-1 (derecha).

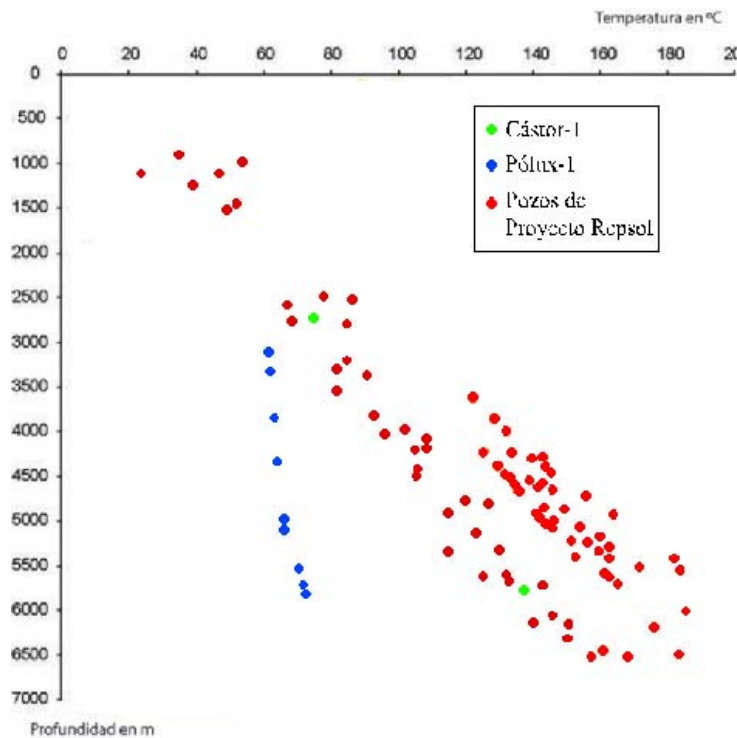


Figura 7.3: Gráfica de temperaturas y profundidades de los pozos Cástor-1 y Pólux-1, comparados con datos de otros campos de la Sonda de Campeche (Tritlla et al., 2008).

corales”.

Las temperaturas tomadas después de la perforación de los pozos, muestran un gradiente geotérmico distinto a los obtenidos en otros pozos de la Sonda de Campeche (Fig. 7.3).

7.2. Petrografía

Se analizaron petrográficamente y en muestra de mano 25 fragmentos de núcleos del horizonte cretácico en los pozos Cástor-1 y Pólux-1, para así determinar las características de la dolomitización, la sucesión paragenética y hacer una reconstrucción de los procesos diagenéticos que afectaron las rocas de esta área. Las características petrográficas en luz transmitida, fluorescencia UV y catodoluminiscencia de cada pozo núcleo por núcleo se encuentran en el anexo.

Por confidencialidad la nomenclatura usada por Pemex para numerar los núcleos ha sido modificada y se creó una distinta (la letra “N” se refiere al número de núcleo y “F” al fragmento del núcleo que se estudió). Es importante hacer énfasis en el hecho de que no se analizaron todos los núcleos que PEMEX muestreo, debido a que se restringió el acceso a ciertos núcleos y se seleccionaron las fases más dolomitizadas.

7.2.1. Litologías

Pozo Cástor-1

Las litologías encontradas en la mayoría de las muestras analizadas van de doloesparitas y dolomicroesparitas con dolomicritas esporádicas, algunas brechadas y con rellenos geopetales (Fig. 7.4). Todos los núcleos están intensamente dolomitizados y las características originales de la roca se encuentran obliteradas casi por completo salvo la muestra más profunda (N12F1). Las estructuras remanentes en las rocas dolomitizadas son fantasmas de filamentos, peloides y estructuras globulares muy similares a las que se encuentran en travertinos y/o microbiolitas (formadas por bacterias y otros microorganismos), específicamente trombolitas (Riding, 2000). La muestra N2F1 se encuentra tan intensamente dolomitizada que a diferencia del resto de las rocas dolomitizadas de la serie no muestra evidencia del protolito original, quizás ya totalmente obliterado.

De todas las rocas estudiadas la muestra N3F1 es la única que muestra un contacto entre dos litologías distintas. Por un lado los filamentos bacterianos dolomitizados (doloesparita, color crema en muestra de mano y color blanco en lámina delgada); por el otro un mudstone a wackestone de miliólidos y gasterópodos que gradan a una doloesparita (de color blanco en muestra de mano y oscuro en lámina delgada). Se observan clastos de micrita dentro de la doloesparita, pudiendo ser producto de un colapso. Las dos rocas están separadas por una estilolita, la cual aparenta ser una barrera impermeable durante la dolomitización que impide que la micrita directamente en contacto con la estilolita sea alterada (Fig. 7.5).

La característica litológica que más llamó la atención durante el análisis macroscópico de las rocas de este pozo (muestra de mano), después del alto grado de dolomitización, fue la aparición de una serie de estructuras filamentosas y globulares que aparecen sistemáticamente en los núcleos de casi todos los niveles. Estas estructuras están formadas por tres fabricas principales (Fig. 7.6):

- Filamentos o láminas de dolomicroesparita aisladas o que forman un enrejado o entramado ligeramente colapsado. En ciertos cortes estos entramados parecen estructuras “rawaken”, con porosidad triangular o cuadrangular.
- Estructuras peloides muy dolomitizadas.
- Crecimientos globulares muy dolomitizados, donde el mosaico dolomítico crece siguiendo estas estructuras similares a los glóbulos de micrita densa en los montículos de lodo (Mud Mounds; Riding, 2000).

Estas estructuras se observan en prácticamente todos los núcleos salvo la N3F1 y N12F1. Otra característica sorprendente de estas rocas es la carencia sistemática de fósiles índice que sirvan

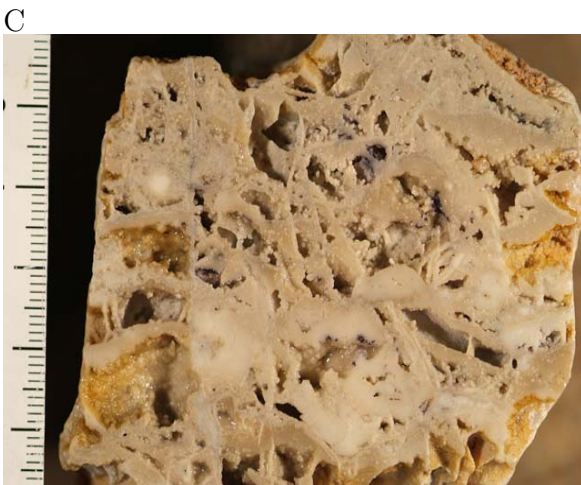
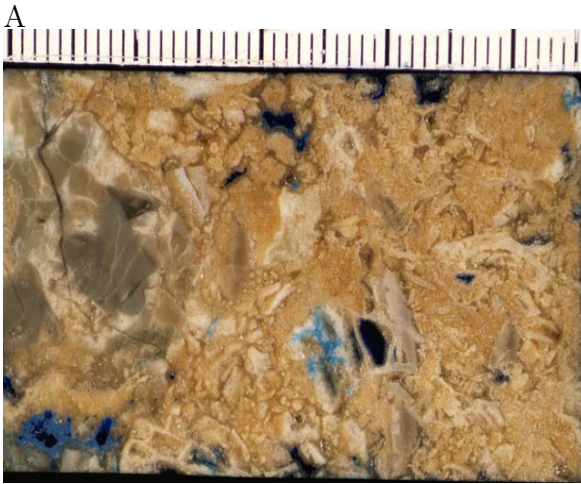


Figura 7.4: Fotografías de las rocas en muestra de mano en las que se observan las características litológicas principales del pozo. A) Muestra N6F1: rocas intensamente dolomitizadas con textura de brecha y los colores más claros son sedimentos cársticos, B) Muestra N5F1: texturas de brecha monomíctica los colores se deben a zonas mas o menos dolomitizadas, C) Muestra N9F1: porosidad cuadrangular formada por una serie de filamentos. D) Muestra N8F1: porosidad vugular, en la porción superior derecha de esta imagen se observa un crecimiento botroidal rodeado de un sedimento geopetal. Las escalas están en divisiones de centímetros y milímetros.

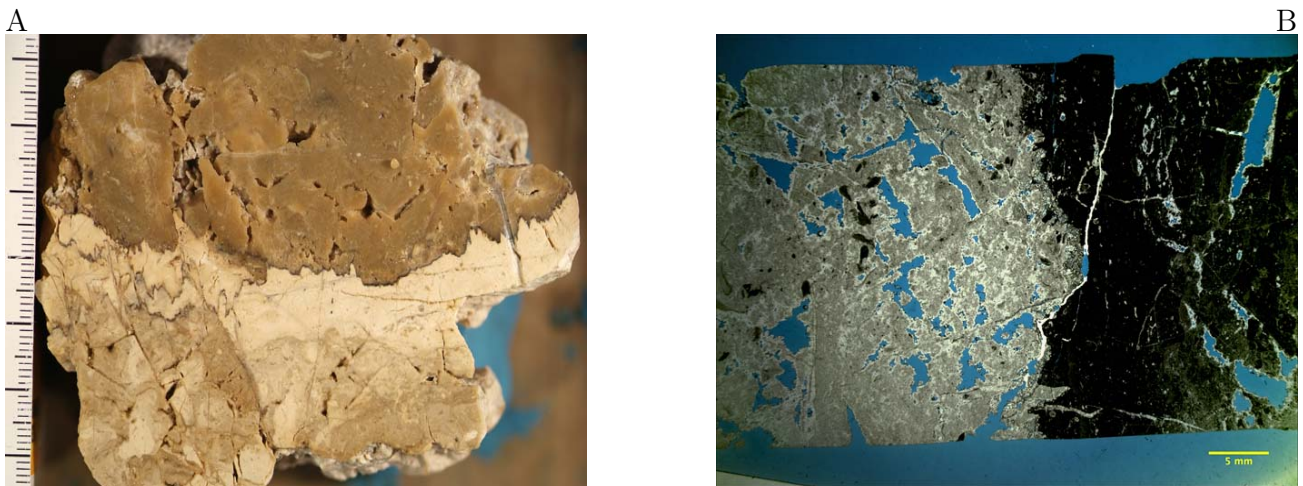


Figura 7.5: Fotografía y fotomicrografía de la muestra N3F1 donde se muestran dos tipos de carbonatos distintos. A) Muestra de mano se observa como la estilolita representa una barrera de flujo que separa la roca dolomitizada (arriba) y la no dolomitizada (abajo), la escla está en cm. B) Lámina delgada, resalta la alta porosidad de la parte dolomitizada (izquierda) comparada con la no dolomitizada (derecha).

para el establecimiento de un nivel cronológico y batimétrico, probablemente obliterados por la dolomitización.

Pozo Pólux-1

Las rocas encontradas en este pozo muestran aspectos muy similares a las rocas del pozo anterior. En su mayoría son doloesparritas y dolomicroesparritas muy porosas. Estas rocas son brechas de colapso sin fósiles índice. Las litologías son igual de homogéneas en este pozo, encontrándose solo pequeños horizontes arenosos en el núcleo N2F2.

En este pozo también aparecen las estructuras filamentosas y globulares en la mayoría de las rocas estudiadas. Estas estructuras están formadas por tres fábricas principales (Fig. 7.7):

- Filamentos o láminas de dolomicroesparrita aisladas o que forman un enrejado o entramado ligeramente colapsado. En ciertos cortes estos entramados parecen estructuras “rawaken”, con porosidad triangular o cuadrangular.
- Estructuras peloides muy dolomitizadas
- Crecimientos globulares muy dolomitizados, donde el mosaico dolomítico crece siguiendo estas estructuras similares a los glóbulos de micrita densa en los montículos de lodo (Mud Mounds; Riding, 2000).

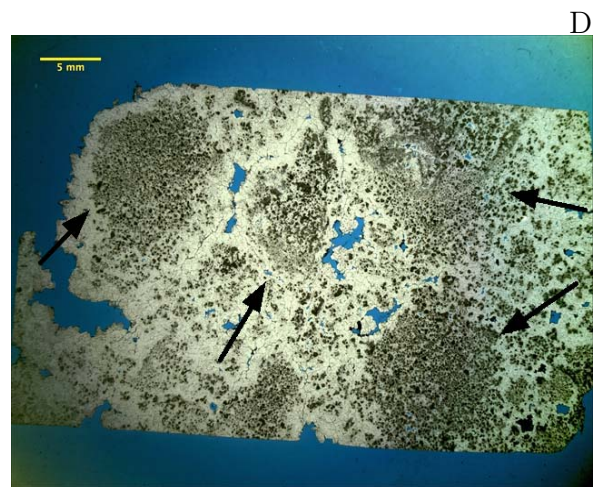
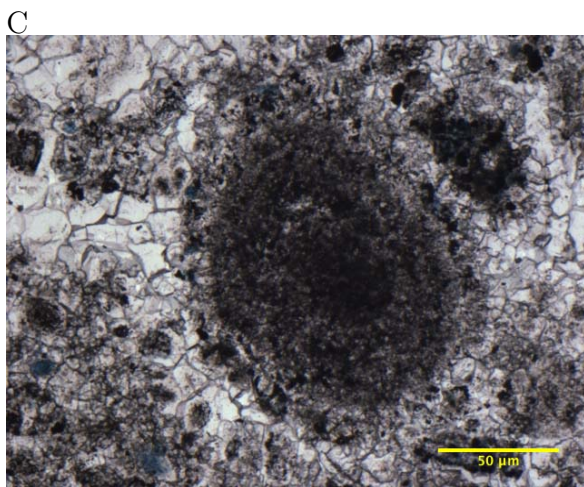
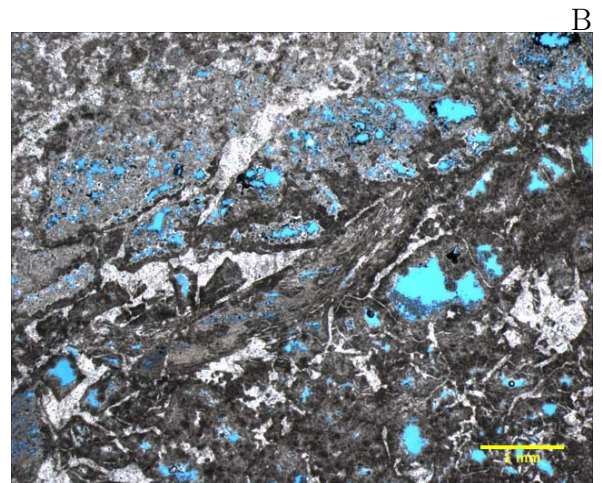


Figura 7.6: Fotografías de las estructuras de origen microbiano de las microbialitas. A) Muestra N9F1: los filamentos bacterianos se observan como estructuras tabulares similares a los que se forman en travertinos, la escala está en mm. B) Muestra N9F1: vista en lámina delgada se observan filamentos rotos y colapsados con una alta porosidad. C) Muestra N5F1: peloide recristalizado formado por una serie de cristales de dolomita de núcleos sucios. D) Muestra N7F1: estructuras globulares altamente dolomitizadas.

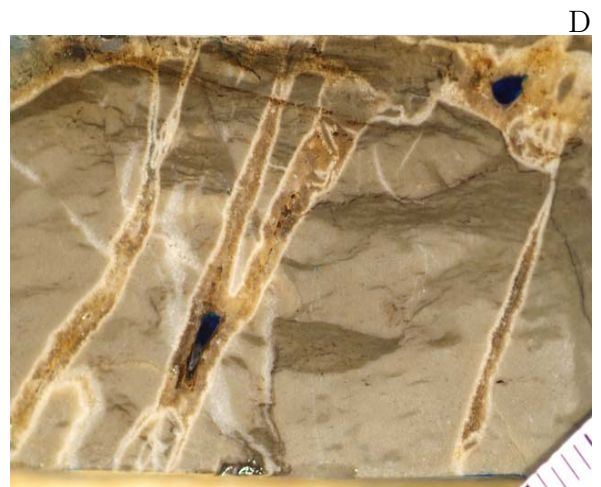
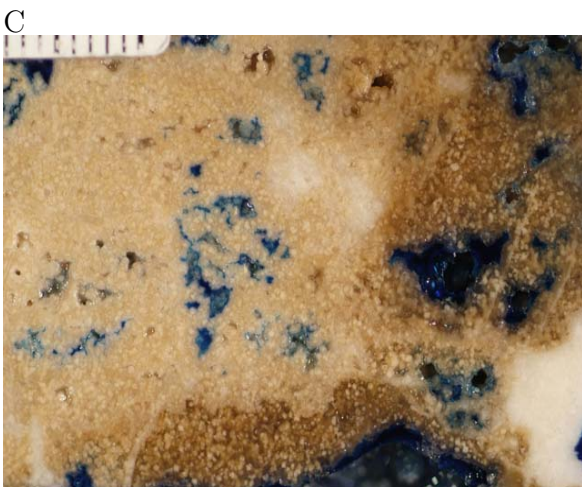
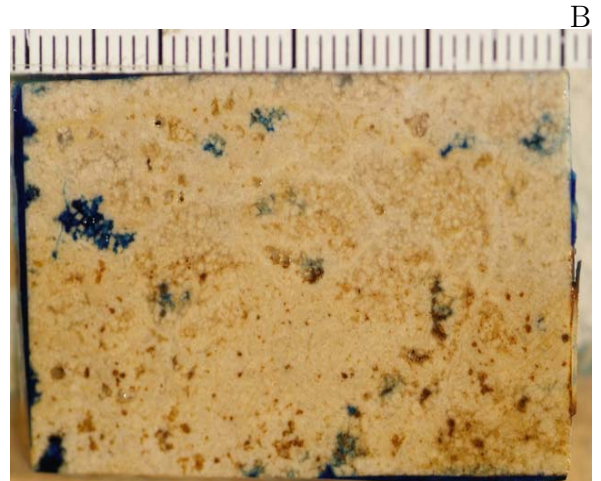


Figura 7.7: Fotografías de las rocas en muestra de mano en las que se observan las características litológicas principales del pozo. A) Muestra N1F1: rocas intensamente dolomitizadas, con filamentos microbianos (escala en cm). B) Muestra N2F1: se observó porosidad vugular por disolución (escala en mm). C) Muestra N2F2: rodeando a los poros más grandes se observan los mayores grados de recristalización en colores más oscuros (escala en mm). D) Muestra N4F1: la rocas de la base del Cretácico tienen apariencias distintas con fracturas por expansión rellenas de cementos (escala en mm).



Figura 7.8: Fotografía de las estructuras filamentosas. A) Muestra N1F1: filamentos formando un entramado cuadrangular (escala en mm). B) Muestra N2F2: los filamentos forman entramados complejos que sostienen una alta porosidad primaria.

De forma similar al pozo Cástor-1, estas estructuras se encontraron en todas los núcleos estudiados salvo en el Pólux-1 N4F1. Durante la perforación no se recuperaron muestras de canal debido a perdida total de lodo de perforación, por lo que se infiere que la porosidad es constante a lo largo de todo el pozo.

Hacia la base en el último núcleo del Cretácico (N4F1) existe un cambio litológico, desaparecen las estructuras filamentosas y aparece una micrita densa con fracturas hidráulicas. La principal diferencia entre ambos pozos es el grado de recristalización que alcanza Pólux-1 con respecto a Cástor-1.

7.2.2. Tipos de dolomías, porosidad y fracturas

Pozo Cástor-1

Las dolomías encontradas en las rocas de este pozo, de acuerdo con la clasificación de Silbey & Gregg (1984), son descritas como mosaicos compuestos de dolomitas Planares o Idiotópicas que dependiendo de su posición paragenética forman cristales Planares-E (euhedrales), S (subhedrales) y C (cemento), excepto en las muestras N6F1, N6F2 N7F1, N10F1 en el último cemento es dolomita No Planar o Xenotópica-C. Se observaron en promedio tres generaciones de dolomitización distintas a lo largo de todo el pozo (Fig. 7.9).

1. Una primera generación de dolomitas muy pobremente conservada (excepto en las muestras N1F1, N6F2, N7F1, N11F1), la cual es obliterada por la segunda generación. Estas dolomitas

sustituyeron a los minerales originales de la roca y forma a los filamentos, las estructuras globulares y peloidales que aparecen a lo largo de casi todos los núcleos. Estas estructuras se caracterizan por una gran cantidad de cristales con núcleos sucios y turbios, y están rodeados de las siguientes generaciones de dolomita por lo que claramente representan el protolito de la roca. Esta dolomita está caracterizada por poseer colores oscuros en un mosaico de dolomitas idiotópica-S.

2. Una segunda generación de dolomitas un poco más clara, usualmente suele presentarse bordeando u obliterando los cristales de la primera generación (dejando núcleos opacos con bordes claros) formando crecimientos botroidales sobre las estructuras y filamentos del protolito. La dolomita presenta un mayor arreglo en sus tamaños, a veces aparece como cemento y formando un mosaico de dolomita idiotópica-E.
3. La tercera generación actúa como cementante (dolomita idiotópica-C) y precipita en espacios abiertos rellenando fracturas y poros. Los cristales suelen ser del mismo tamaño, y hacia los bordes se pueden observar cristales cada vez más rombohedricos. En algunos de las rocas se observa una gradación de una textura idiotópica-C a una Xenotópica-C.

En ocasiones las dolomitas de las primeras generaciones aparecen recrystalizadas dejando núcleos opacos y turbios con bordes transparentes y con caras cristalinas bien definidas. Este dato es importante para la búsqueda de las estructuras orgánicas originales que se verá en el apartado del SEM.

La mayoría de las texturas de las rocas estudiadas tienen apariencia de brechas monogenéticas por colapso, conocidas como colapso brechas o autobrechas (ruptura del entramado de los filamentos *in situ*) y por colapsos similares a los que ocurren en zonas de formación de carsts (evidenciado por las estructuras geopetales).

Se observan tres procesos de formación de porosidad:

1. Formada por la construcción de los filamentos y su posterior colapso (porosidad primaria).
2. Por corrosión, aparece porosidad vugular y clasto-móldica, en el que se han identificado al menos dos momentos anterior y posterior a la formación de estilolitas (presión/disolución). Usualmente la dolomita idiotópica-C rellena estos poros.
3. Por fracturamiento o brechamiento (hidráulico, carsicidad y/o deformación). Las facturas son cementadas por la tercera generación de dolomita idiotópica-C.

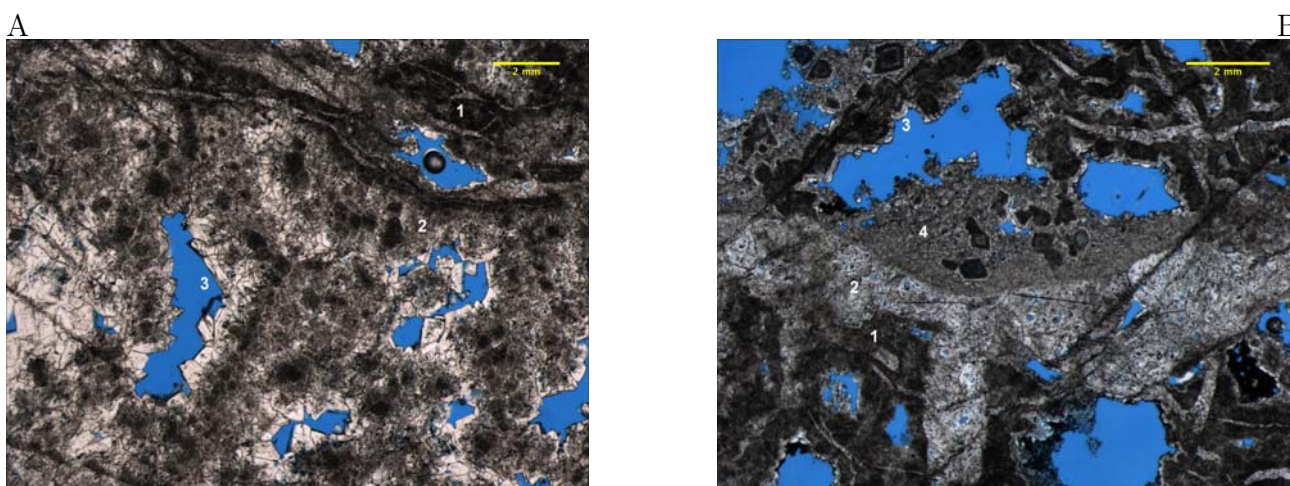


Figura 7.9: Fotomicrografías de los tipos de dolomitas encontradas en el pozo Cástor-1. A) Muestra N7F1: las tres dolomitas reconocidas de lo más oscuro (1) a lo más traslucido cemento Idiotópico-C (3). B) Muestra N11F1: al igual que en la fotografía anterior las dolomitas se reconocen del color más oscuro a la dolomita por sustitucion (1), el primer cemento (2) hasta un último cemento de dolomita Xenotópica C (3) y un sedimento geopetal (4).

Pozo Pólux-1

Siguiendo la clasificación de Silbey & Gregg (1984), las dolomías de este pozo son descritas como mosaicos compuestos de dolomitas idiotópicas y xenotópicas, que varían en su grado de cristalinidad de anhedrales a euhedrales formando en ocasiones cementos. Se observan en promedio tres generaciones de dolomitización distintas a lo largo de todo el pozo (Fig. 7.10).

1. La primera generación de dolomitas observada en este pozo que sustituye directamente a los filamentos y láminas, así como a los peloides y estructuras globulares, mostrándose claramente como el protolito. Aparece directamente solo en la muestra N1F1 y N3F1. Los cristales son de dolomita idiotópica-S.
2. La segunda generación de dolomitas un poco más clara, usualmente suele presentarse recristalizando a los cristales de sustitución de la primera generación, en algunas partes estos cristales están formados por dolomita idiotópica-E e idiotópica-C (es decir también se observa como cemento), en otros (N2F1) por mosaicos de dolomita xenotópica-A.
3. La tercera generación de dolomita se caracteriza por la aparición de dolomita barroca (saddle). Estos cristales cementan fracturas y poros. Es translúcida con algunas inclusiones sólidas pero generalmente más “limpia” que las anteriores generaciones.

Se observan cuatro procesos de formación de porosidad:

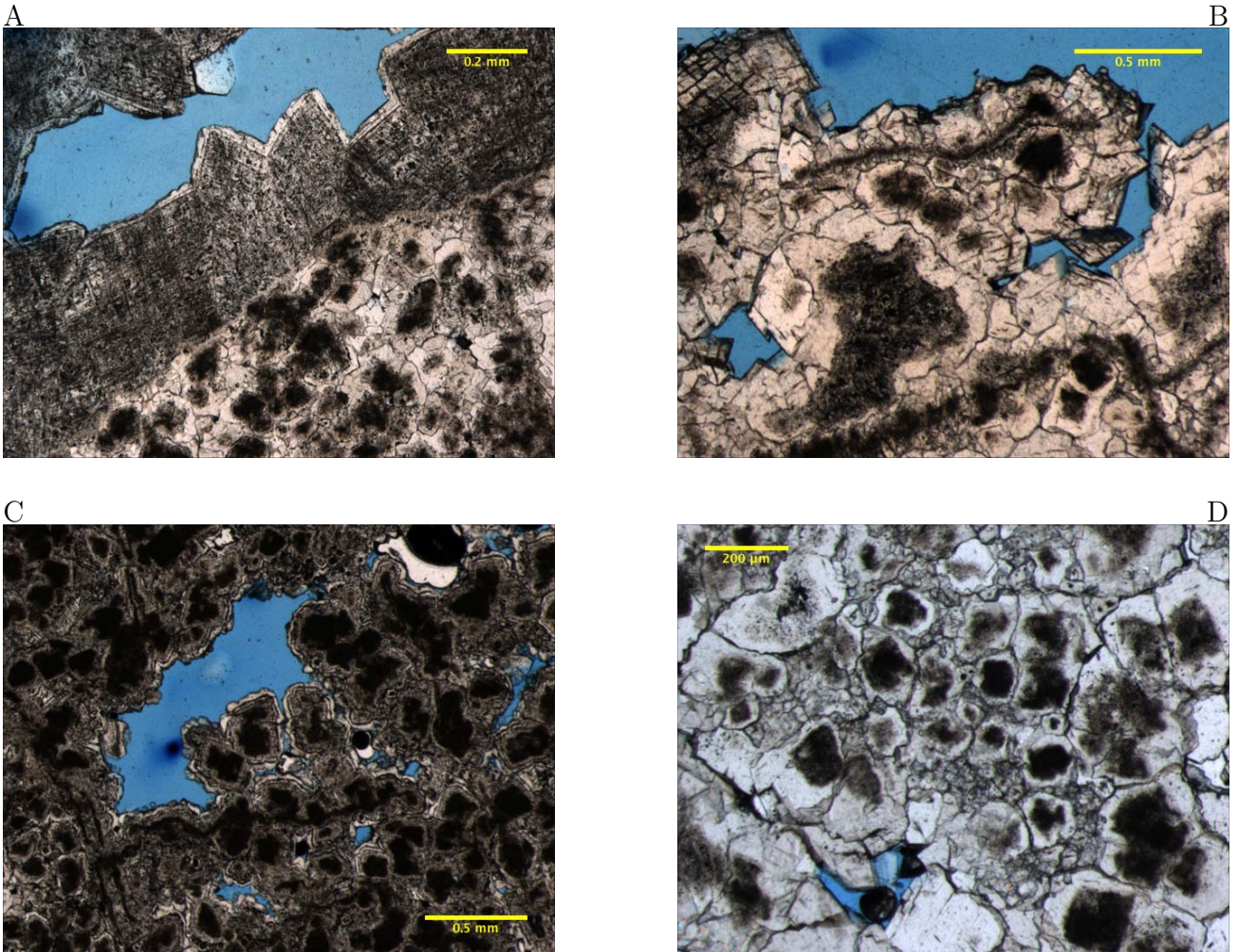


Figura 7.10: Fotomicrografías de láminas delgadas de la muestra Pólux-1 N2F2. A) Al igual que en las muestras del pozo Cástor-1 se observan tres dolomitas, una primaria dolomicrita oscura que es cementada por una dolomita que forma un mosaico xenotópico y una generación última de cemento xenotópico C. B) Los filamentos bacterianos tienen las mismas características de los núcleos sucios y se encuentran recrystalizados por una segunda dolomita xenotópica S. C) En esta fotomicrografía se observan las 3 generaciones, cada una recrystalizando a la anterior. D) Mosaicos de dolomita xenotópica S, la primera dolomita es obliterada por completo en algunos cristales y en otros no.

1. Formada por la construcción de los filamentos y su posterior colapso (porosidad primaria).
2. Por corrosión, se forma porosidad vugular y clasto-móldica antes de la aparición de la segunda y tercera dolomita.
3. Por fracturamiento (hidráulico y deformación). Las facturas son cementadas por la tercera generación de dolomita xenotópica-C.
4. Por la propia dolomitización y la formación de porosidad intercrystalina.

El último proceso de formación de porosidad es distinto a los vistos en el pozo Cástor-1 precisamente por el tamaño de grano más grande que se observa en esta roca.

Texturalmente y diagenéticamente, las dolomitas encontradas en las rocas de este pozo son muy similares a las del pozo Cástor-1.

7.2.3. Catodoluminiscencia y fluorescencia UV

Las sucesivas generaciones de dolomita que se observaron han sido efectivamente pervasivas, obliterando muchas de las estructuras originales. Con el estudio de luminiscencia, tanto de catodoluminiscencia como de fluorescencia UV, se pretendió encontrar remanentes de las estructuras primarias, así como los patrones de crecimiento de las distintas generaciones de dolomita, corrosiones y relaciones entre los colores de la luminiscencia (Fig. 7.11).

Los patrones de luminiscencia de los cristales observados por la petrografía confirmaron la existencia de tres dolomitas distintas, una formada por sustitución y otras que se comportan como cementantes:

1. La dolomita que sustituye al protolito original (D1) con una luminiscencia naranja oscuro mate apenas y un poco más brillante que la siguiente.
2. La segunda generación de dolomitización (D2) que se observó a veces presenta texturas idiotópica-E y C, posee color de luminiscencia rojo-oscuro-mate (dull). Es en volumen la más importante.
3. La tercera dolomita (D3) que actúa como cemento siempre, se observa con colores de luminiscencia naranja-rojo-mate y bandas de crecimiento con tonalidades e intensidad variables. Suele ser no luminiscente salvo en las bandas de crecimiento. Esta dolomita se caracteriza por cambios texturales importantes, pasando de cristales idiotópicos a xenotópicos en algunas rocas. Los rellenos micríticos geopetales muestran patrones de luminiscencia muy similares a las bandas de esta roca.

Patrones de luminiscencia

Algo importante a resaltar es que la luminiscencia disminuye de la roca hacia las diferentes generaciones de cementos, algo que se observa más intensamente en las rocas no microbialíticas de la base del cretácico en ambos pozos, donde los patrones de luminiscencia son mucho más altos que el resto de las rocas (naranja intenso). La propia recristalización aparentemente expulsa las impurezas de la roca (Fe, Mn, materia orgánica) haciendo que su comportamiento luminiscente sea bajo.

Bajo la fluorescencia UV las muestras de todo el pozo se comportaron muy homogéneas, siendo ligeramente fluorescentes en un color rosa pálido las dolomitas D1 y D2 (debido tal vez al contenido de materia orgánica), siendo totalmente incolora la tercera generación. No se encontraron trazas de hidrocarburos líquidos.

Los patrones de luminiscencia en ambos pozos observan tendencias similares.

7.3. Microtermometría de Inclusiones Fluidas

Se prepararon doce láminas doblemente pulidas para análisis de microtermometría en muestras ambos pozos, con las que se buscó caracterizar la temperatura y química de los fluidos dolomitizantes, así como la interacción entre los distintos pulsos diagenéticos y la roca original. Se escogieron las muestras que mejor representaran la sucesión paragenética de minerales y cementos a diferentes niveles dentro de los dos pozos objeto de estudio.

El principal resultado de este estudio y sin lugar a dudas, una de las características más importantes y singulares del área de estudio fue la total ausencia de inclusiones fluidas tanto bifásicas como monofásicas en todas las muestras preparadas de ambos pozos. La total falta de inclusiones puede tener implicaciones directas en la baja temperatura de los pulsos diagenéticos, sin embargo la aparición de dolomita barroca, que se forma a altas temperaturas contradice este resultado. En la discusión se profundizará sobre este resultado.

7.4. Microscopía electrónica de Barrido SEM-EDS

La utilización de esta técnica tuvo varios propósitos:

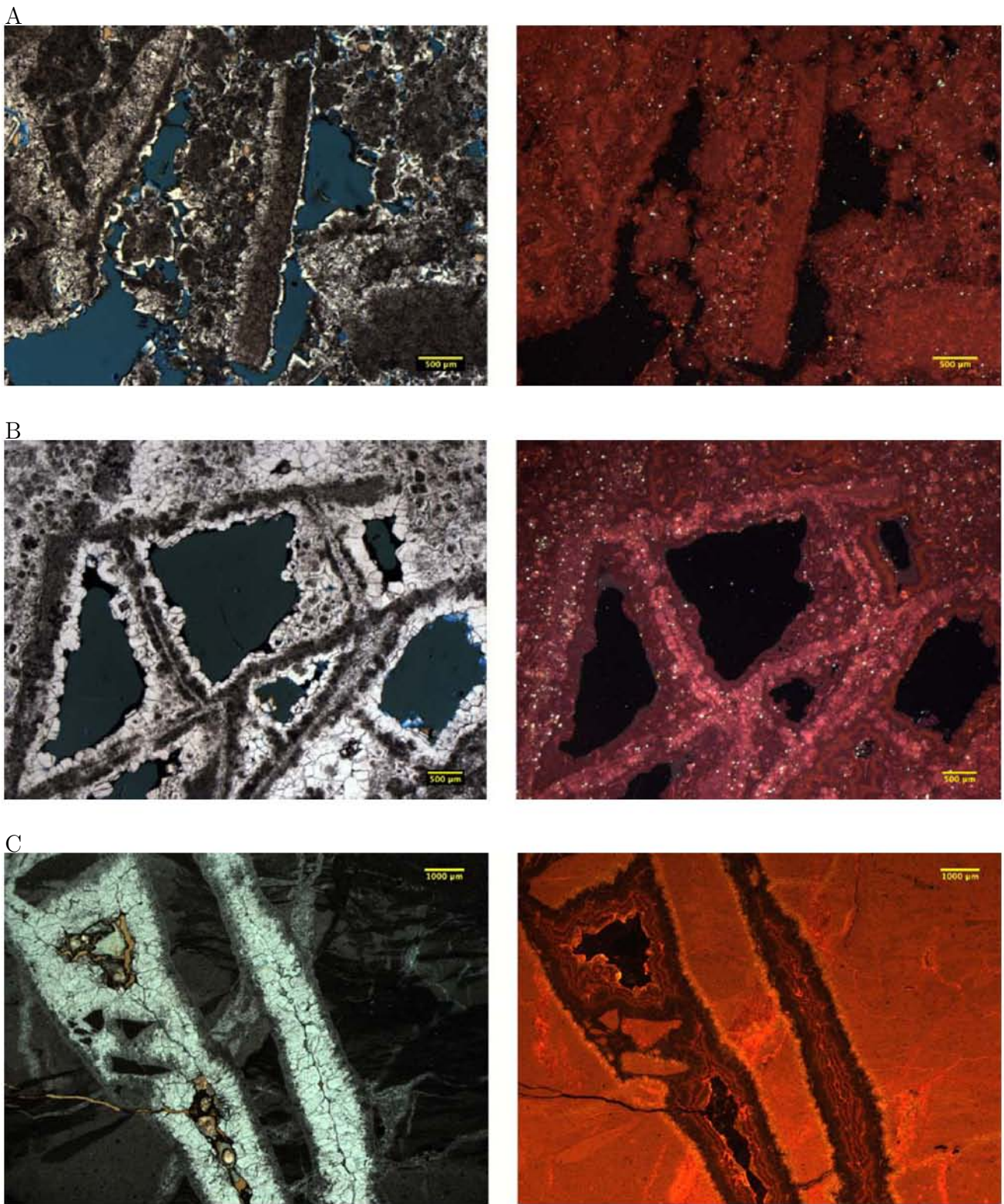


Figura 7.11: Fotomicrografías mostrando los patrones de luminiscencia, a la izquierda la lámina en luz transmitida y a la derecha en catodoluminiscencia. A) Muestra Cástor-1N1F1: la luminiscencia disminuye de la roca hacia los cementos, se alcanzan a ver 3 colores desde el del filamento D1, la primera generación de cemento D2 y el cemento tardío D3 menos luminiscente. B) Cástor-1 N6F1: en la mayoría de las muestras solo se observan dos patrones el rojo granate D2 y el rojo mate poco luminiscente de la D3. C) Pólux-1 N4F1: los patrones luminiscentes del Cretácico Inferior son muy distintos, el color del protolito es un naranja brillante pasando por un cemento casi amarillo a una última generación rojo mate poco luminiscente con algunas bandas rojo brillante.

- La búsqueda de minerales accesorios “exóticos” (cuarzo, apatito, fluorita, barita, celestina, feldespatos potásicos, etc) típicos de pulsos dolomitizantes de alta temperatura (Esteban & Taberner, 2003), los cuales normalmente son muy pequeños y difíciles de identificar en el microscopio petrográfico.
- Observar en tres dimensiones las texturas de las rocas, así como patrones de zonamiento.
- Identificar estructuras fósiles pasadas por alto durante la petrografía.

Esta parte es de singular trascendencia puesto que la falta de organismos fósiles ha dificultado entender el contexto en el que se formaron las rocas (batimetría y cercanía a la costa).

Se utilizaron para este estudio las muestras que mejor representaran todos las generaciones de dolomitización y se utilizaron:

- Láminas delgadas no cubiertas (Cástor-1 N9F1 y Pólux-1 N2F2).
- Pedazos no pulidos de roca (Cástor-1 N1F1, N9F1 y Pólux-1 N1F1, N2F2, N3F1).

Las primeras se muestrearon con la intención de determinar variaciones de luminiscencia dentro de las dolomitas y para encontrar minerales distintos a los observados durante la petrografía. Los pedazos no pulidos se seleccionaron de las muestras que mejor representaran las estructuras primarias filamentosas observadas en la petrografía, para así encontrar las relaciones texturales y restos de microfósiles no obliterados durante la diagénesis.

Minerales accesorios

Estos minerales por su pequeño tamaño son complicados de identificar sin SEM, suelen encontrarse ampliamente distribuidos en las rocas afectadas por diagénesis profundas y son condicionantes directos de la temperatura a la que los fluidos diagenéticos llegaron. En el caso de los pozos estudiados, fueron pocos los minerales encontrados a comparación de otros trabajos realizados en rocas dolomitizadas con evidencias similares de diagénesis profunda.

Los minerales accesorios encontrados son: pirita y barita (Fig. 7.13).

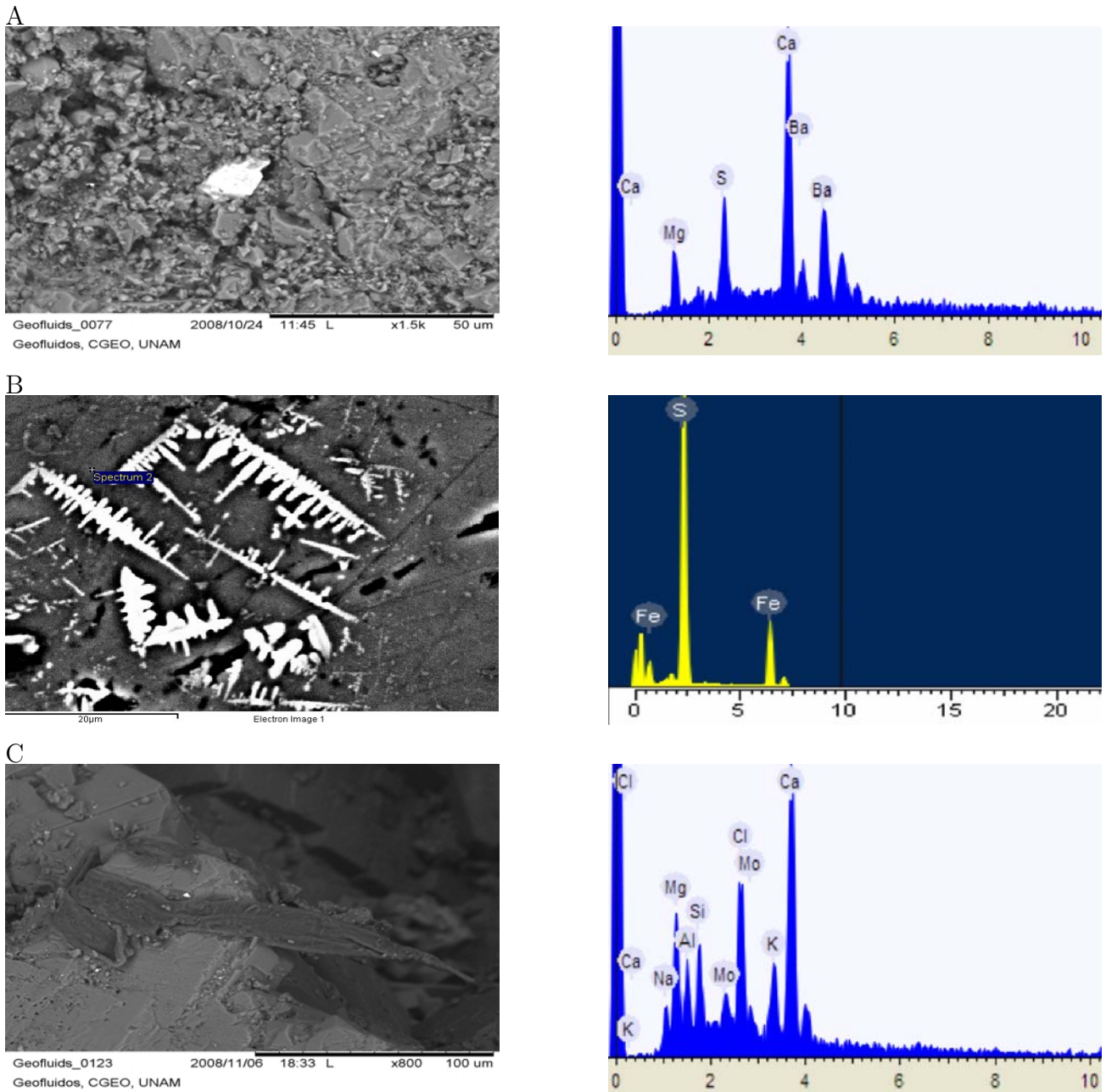


Figura 7.12: Imágenes SEM (izquierda) y espectros (derecha) de los principales minerales accesorios encontrados con el microscopio electrónico de barrido (SEM EDS). A) Cristal de barita encontrado en una muestra del pozo Pólux-1, su tamaño es tan pequeño, que la presencia de barita ha pasado inadvertida durante el estudio petrográfico. B) Crecimientos esqueléticos de pirita en muestra del pozo Cástor-1. C) Estos espectros probablemente representen sales precipitadas a partir de la mezcla de las aguas de Formación evaporadas con los productos de perforación.

Texturas

Con las imágenes SEM de alto aumento podemos observar ciertas texturas que en las dos dimensiones de la petrografía son complicadas de interpretar. En el caso de los pozos estudiados se observaron ciertas características que apoyan las observaciones de la petrografía (Fig. 7.14).

- El relleno de los vóculos por el último cemento, así como el alto grado de orden visto en el último cemento (cristales de tamaños similares).
- Los sedimentos y colapsos geopetales
- La porosidad cristalo-móldica que afecta principalmente los centros de los cristales.

Estructuras orgánicas

La ausencia de fósiles índice durante el estudio petrográfico de este trabajo y el realizado por Petróleos Mexicanos es un rasgo peculiar de estas rocas (tomando en cuenta que el muestreo incluye dos pozos distintos y en donde se representan horizontes de entre 2500 y 1500 m), razón por lo que se buscó mediante la microscopía electrónica encontrar evidencias de microfósiles y otras estructuras para así inferir en que ambientes se formaron estas rocas.

Se encontraron dos tipos distintos de estructuras orgánicas (por su morfología):

1) Estructuras tubulares alargadas lisas (entre 50 y 200 micras de largo), a veces acunadas y con forma de raíz, varían de grosor (entre 5 y 20 micras) y cambian de forma (Fig. 7.15 A y B).

Estas formas elongadas en algunas estructuras aparentan estar rotas exhibiendo la estructura interna, que aparentan ser hilos pequeños rodeados de una capa más gruesa (Fig. 7.15 C y D). Esta morfología es similar a la observada en cianobacterias modernas y representan a cadenas de cianobacterias ya fosilizadas. La capa gruesa que las cubre se ha interpretado como una biopelícula protectora EPS dolomitizada (Riding, 2000).

2) Estructuras tubulares alargadas con canales (40 y 150 micras de largo), a diferencia de las otras estructuras, estas conserva su ancho (5 a 20 micras) y su espesor (5 a 10 micras) a través de los fragmentos encontrados. Los canales que atraviesan estas estructuras son de tamaños variados, formando franjas de microcanales de hasta 5 micras de ancho y otros de menos de 1 micra. Algunas de los fragmentos rotos exhiben la ausencia de una estructura interna (hueca) con paredes de menos de 1 micra de espesor (Fig. 7.15 C y D).

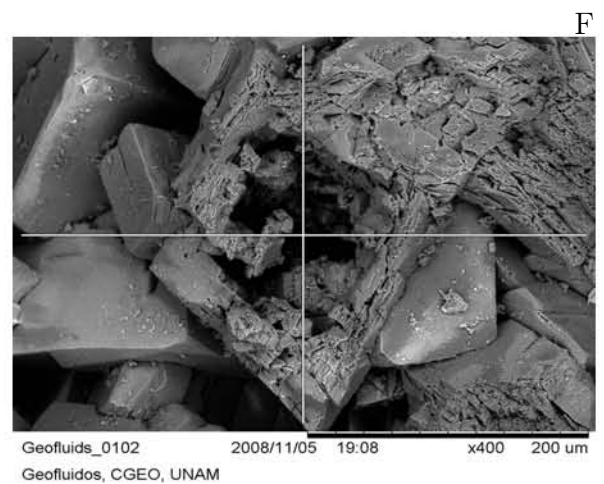
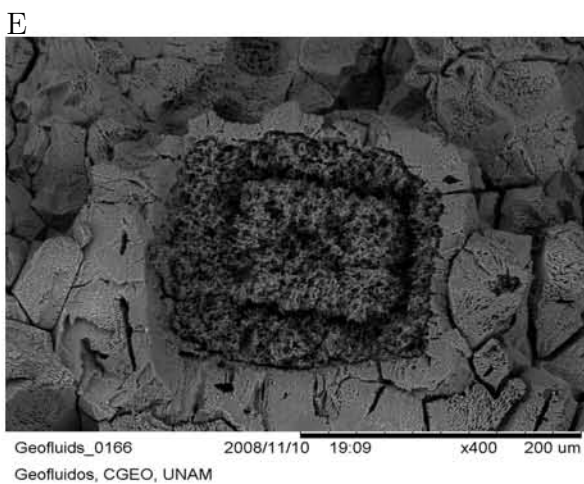
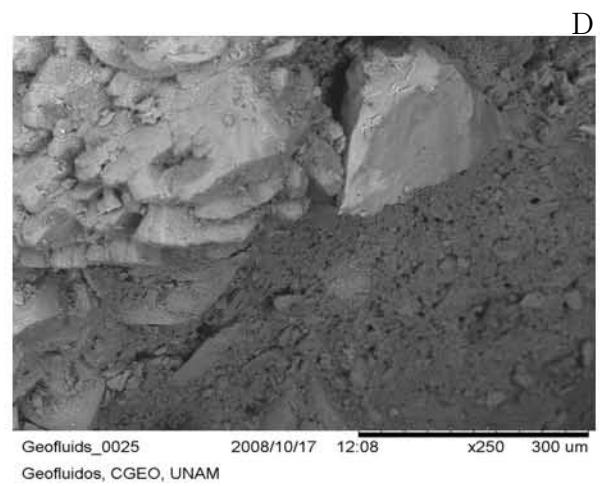
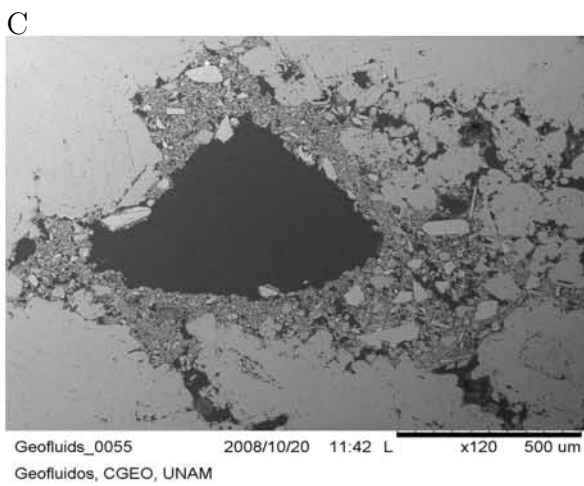
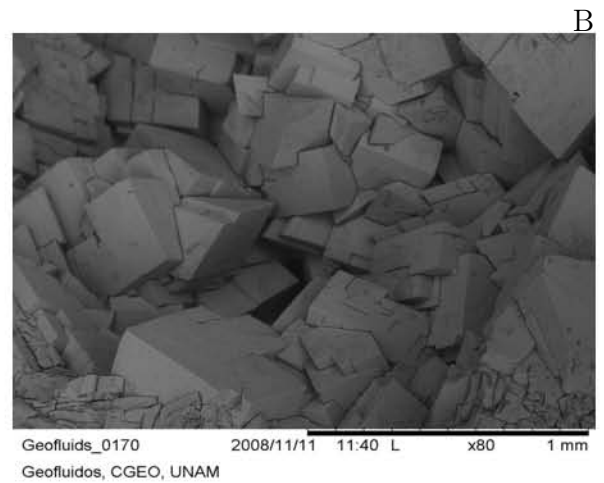
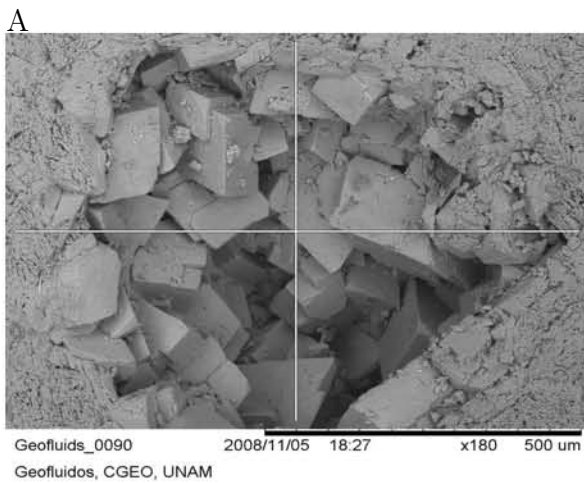
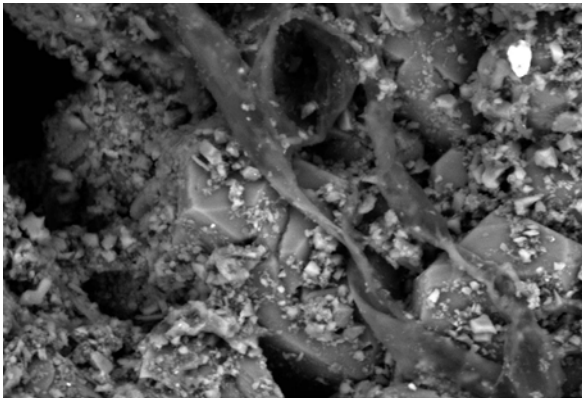
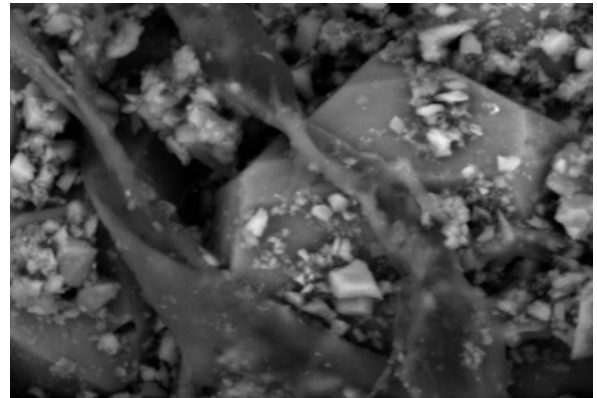


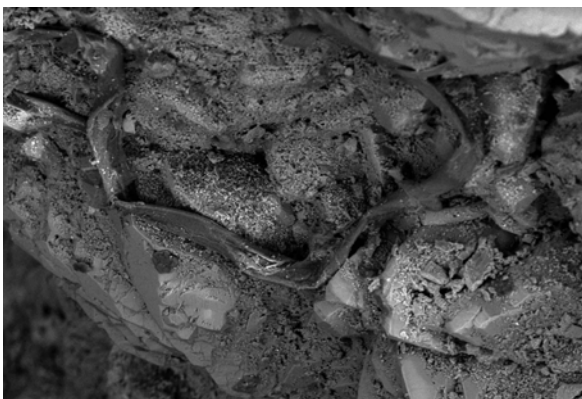
Figura 7.13: Imagenes SEM de las texturas encontradas. A) Cristales de dolomita relleno de un vgulo de la muestra Cástor-1 N1F1. B) Cristales de dolomita creciendo en espacio abierto dentro de un vgulo centimétrico muestra Pólux-1 N1F1. C) Imagen SEM de una lámina delgada (Cástor-1 N9F1), se observa con gran detalle la sedimentación geopetal y algunos fragmentos de cristales colapsados de la cavidad. D) Vista de un vgulo en donde se observa en la pared un cristal de dolomita en contacto con el sedimento geopetal. E) Los núcleos turbios de las dolomitas evidencian algunos episodios de corrosión (muestra Pólux-1 N1F1). F) Corrosión de los núcleos de los cristales de dolomita y Formación de porosidad cristal-móldica (Cástor-1 N1F1).



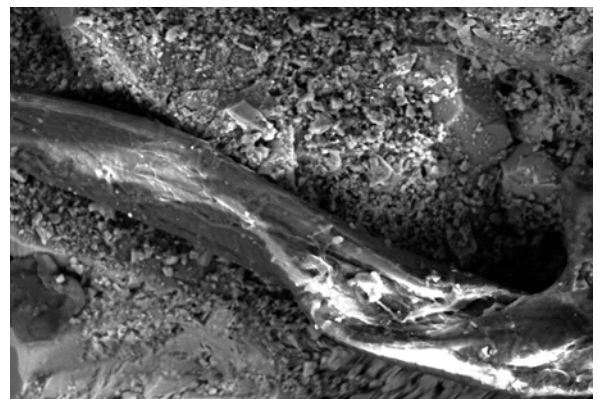
Geofluids_0030 2008/10/17 12:35 x3.0k 30 um
Geofluidos, CGEO, UNAM



Geofluids_0031 2008/10/17 12:38 x6.0k 10 um
Geofluidos, CGEO, UNAM



Geofluids_0040 2008/10/17 16:03 x400 200 um
Geofluidos, CGEO, UNAM



Geofluids_0042 2008/10/17 16:09 x1.5k 50 um
Geofluidos, CGEO, UNAM

Figura 7.14: Imágenes SEM de estructuras fósiles similares a cianobacterias tomadas de la muestra Cástor-1 N9F1. Las imágenes a la derecha son una ampliación de las de la izquierda.

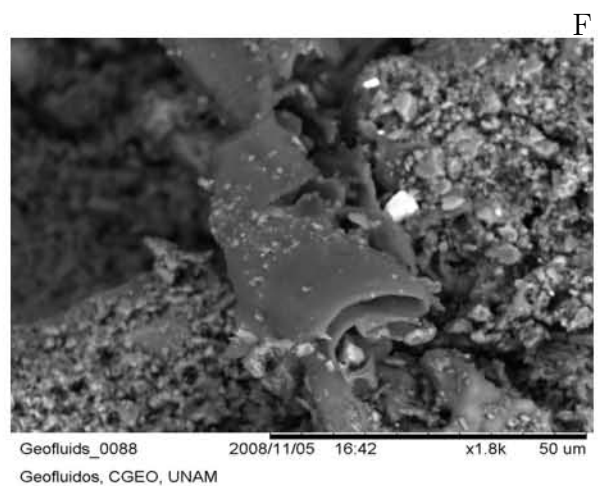
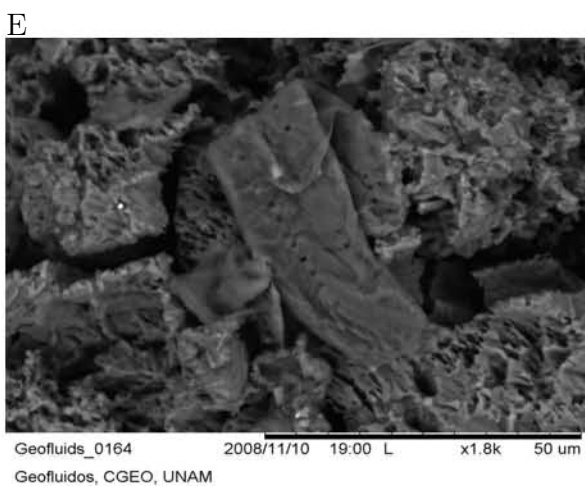
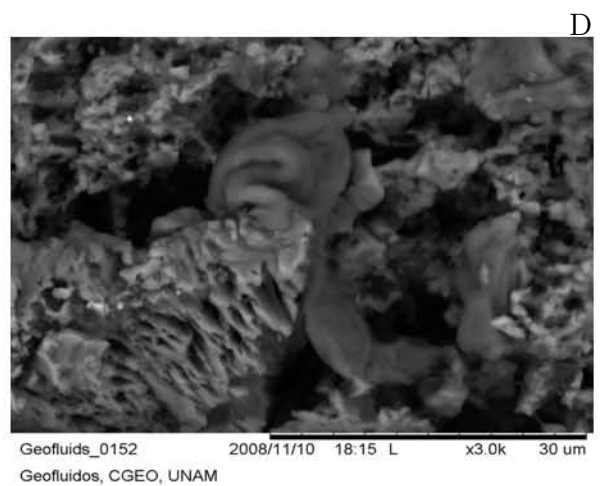
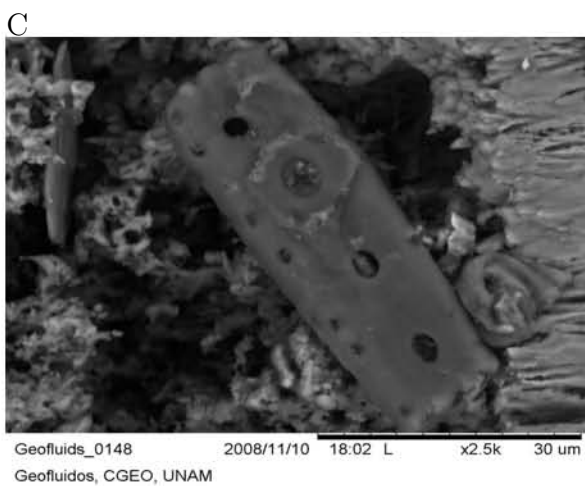
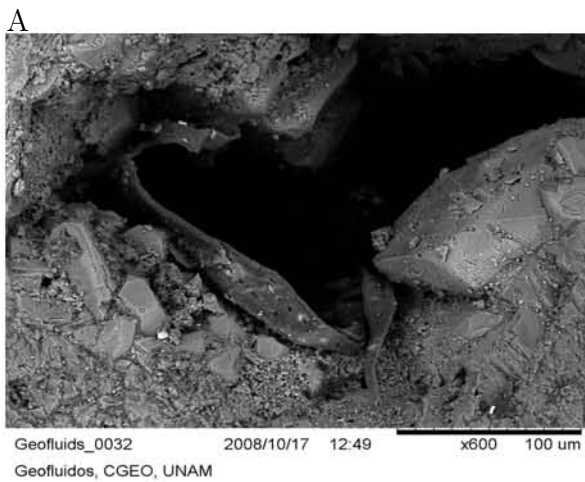


Figura 7.15: Imágenes SEM de estructuras orgánicas fósiles no identificados. A) y B) Las imágenes pertenecen a la muestra Cástor-1 N9F1. C), D) y E) pertenecen a las muestras Pólux-1 N1F1. F) Muestra Pólux-1 N3F1.

Para mejorar la visibilidad de las estructuras en el SEM, se prepararon pedazos de una muestra (Pólux-N1F1) algunos minutos en HCl al 10 % para limpiar algunas impurezas y deshacer las fases menos estables de dolomita y calcita. Este ataque con ácido mejoró notablemente la distinción entre los núcleos sucios y turbios vistos en las dolomitas (petrografía) y las partes externas de los cristales, y permitió ver que los filamentos o láminas de las que está compuesto el protolito, se comportaron de la misma forma que los núcleos tubios. Una de las observaciones más interesantes realizadas sobre las estructuras orgánicas en la muestra atacada con ácido, es que en su gran mayoría los fósiles encontrados en todas las muestras se encuentran principalmente dentro de los núcleos sucios de las dolomitas, así como en los filamentos o láminas del protolito,

Al ampliar las imágenes, se observó que la textura encontrada dentro de los filamentos y los núcleos posee ciertas características distintivas, como enrejados de pequeños tubos de dolomita que forman patrones a veces similares a panales de abeja (textura colmenar), los cuales en la literatura lo adjudican directamente a formación de tapetes bacterianos (Rao et al., 2003). Al haberse atacado con ácido esta muestra, no se puede descartar que las texturas encontradas fuesen producto de la disolución, sin embargo las similitudes con otros trabajos es suficiente para señalarlo (Fig. 7.17). Se discutirá ampliamente más adelante.

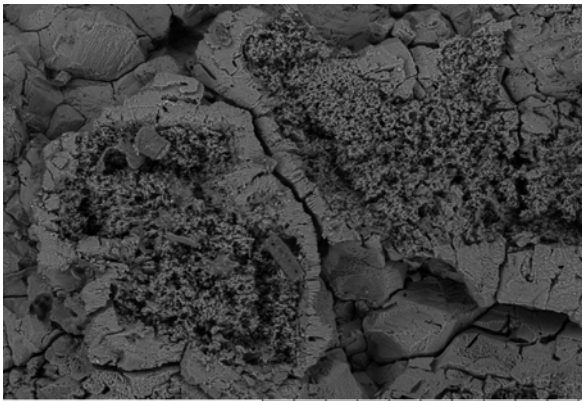
Los análisis de electrodispersión realizados sobre todas las estructuras resultaron con señales claras de de Mg y Ca (dolomita).

7.4.1. Origen del Protolito

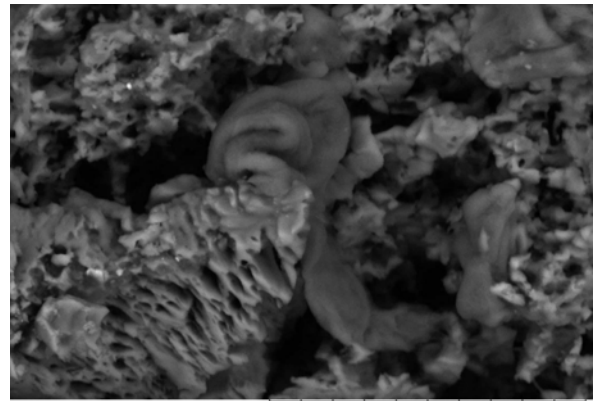
Los núcleos de rocas estudiados en este trabajo, presentan evidencias de procesos de dolomitización que han obliteraron casi por completo muchas de las estructuras y texturas originales de estas rocas, sin embargo se observaron tres características interesantes sobre el protolito original:

- Ausencia total de fósiles índice.
- Ausencia de cambios litológicos y de facies.
- Estructuras globulares, peloidales y filamentosas o lamelares.

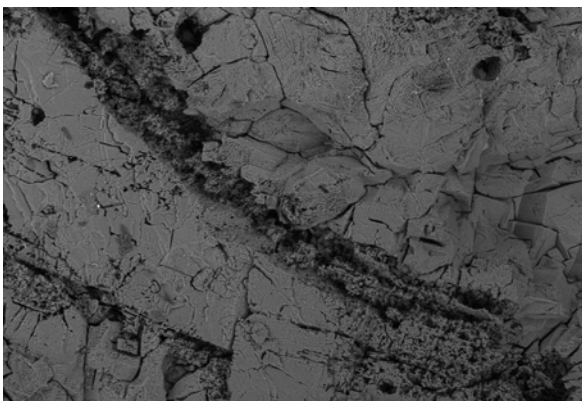
Aunque la dolomitización podría ser la culpable de la ausencia de las primeras dos, son estas estructuras filamentosas (Fig. 7.6 y 7.7) la evidencia más importante para entender cual es el origen de estas rocas. Las observaciones de la petrografía y las imágenes SEM, coinciden con las interpretaciones realizadas durante los trabajos iniciales del convenio UNAM - Repsol (2006) indicando que estas rocas son muy similares a aquellas formadas por tapetes bacterianos, llamadas microbilitas, en especial aquellas denominadas como trombolitas. En el capítulo siguiente se discutirá con mayor amplitud el origen de estas rocas.



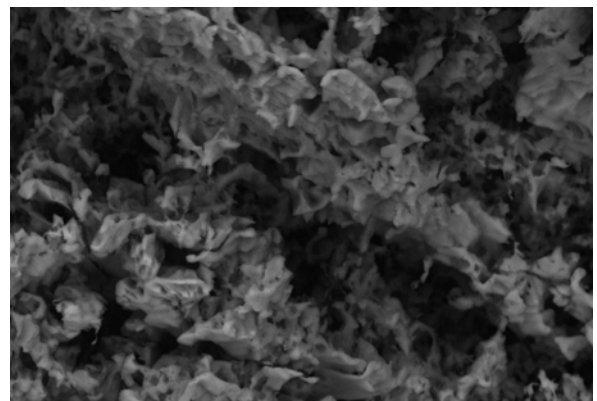
Geofluids_0153 2008/11/10 18:18 L x300 300 um
Geofluidos, CGEO, UNAM



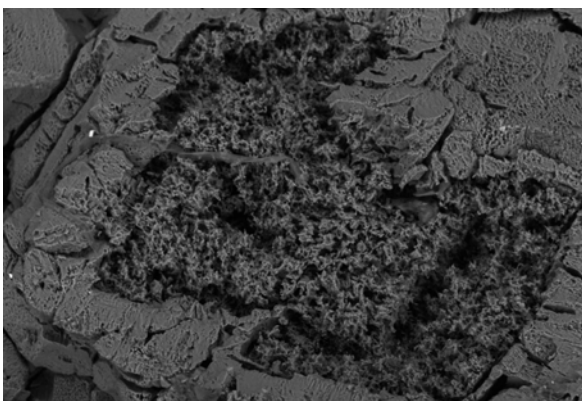
Geofluids_0152 2008/11/10 18:15 L x3.0k 30 um
Geofluidos, CGEO, UNAM



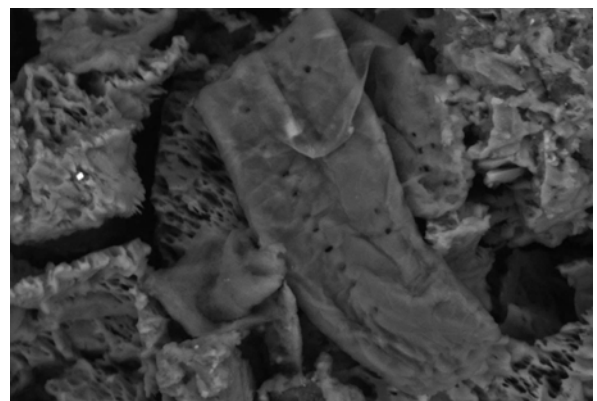
Geofluids_0155 2008/11/10 18:22 L x200 500 um
Geofluidos, CGEO, UNAM



Geofluids_0158 2008/11/10 18:37 L x2.5k 30 um
Geofluidos, CGEO, UNAM



Geofluids_0161 2008/11/10 18:47 L x500 200 um
Geofluidos, CGEO, UNAM



Geofluids_0165 2008/11/10 19:03 L x2.5k 30 um
Geofluidos, CGEO, UNAM

Figura 7.16: Imágenes SEM de la muestra Pólux-1 N1F1. En las imágenes de la izquierda se observa que dentro de los núcleos turbios de las dolomitas aparecen los fósiles (cianobacterias y desconocidos). Las imágenes de la derecha son ampliaciones de las imágenes de la izquierda donde se observan las texturas de enrejado de los núcleos y filamentos bacterianos.

7.5. Secuencia de eventos

Ya una vez analizadas las características diagenéticas de estas rocas, se elaboró un cuadro de sucesión de eventos para determinar de manera relativa la evolución de las rocas en el tiempo, desde su formación en el fondo del mar hasta el presente (Fig. 7.12).

7.6. Isotopía Estable

Los patrones de zonamiento observados mediante la petrografía, catodoluminiscencia y fluorescencia, normalmente ofrecen pistas sobre la historia geoquímica de los fluidos y los minerales producto de la interacción entre dicho fluido y la roca regional (cemento). Sin embargo se ha observado en las muestras de los pozos Cástor-1 y Pólux-1 la ausencia casi total de estos patrones de zonamiento, si bien, ocasionalmente y forzando el método (mayores tiempos de exposición en las fotografías) se pudo observar la presencia de cierto zoneamiento en los cementos. Así, a la hora de seleccionar las muestras para su análisis, se tuvieron en cuenta dos situaciones:

- Muestras con baja luminiscencia: estas muestras se separaron manualmente, separando la matriz de los cementos, así como fragmentos de roca homogéneos desde el punto de vista de la CL y se realizó su análisis tratándolos como micromuestras (método de McCrea, 1950).
- Muestras con zonamientos: estos minerales mostraron patrones luminiscentes suficientemente discernibles bajo CL como para realizar su micromuestreo mediante un microtaladro computarizado.

Así, se obtuvieron un total de 52 análisis de pares isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) en muestra roca total (bulk) y 36 de pares isotópicos mediante microanálisis.

Los resultados analíticos de ambos tipos de muestras son compatibles entre si ya que se analizaron en el mismo laboratorio, bajo las mismas condiciones analíticas y utilizando los mismos patrones de calibración. Los resultados presentados en la tabla (Fig. 7.18) y gráfica (Fig. 7.20) muestran en conjunto la distribución de los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para las muestras tanto por separación manual como los del microanálisis.

Microanálisis

Se analizaron mediante microanálisis las cuatro muestras más representativas de los pozos (muestras Castor-1 N6F1, N11F1 y Pólux-1 N1F1 y N2F2, (Fig. 7.18A), en las que se podía observar

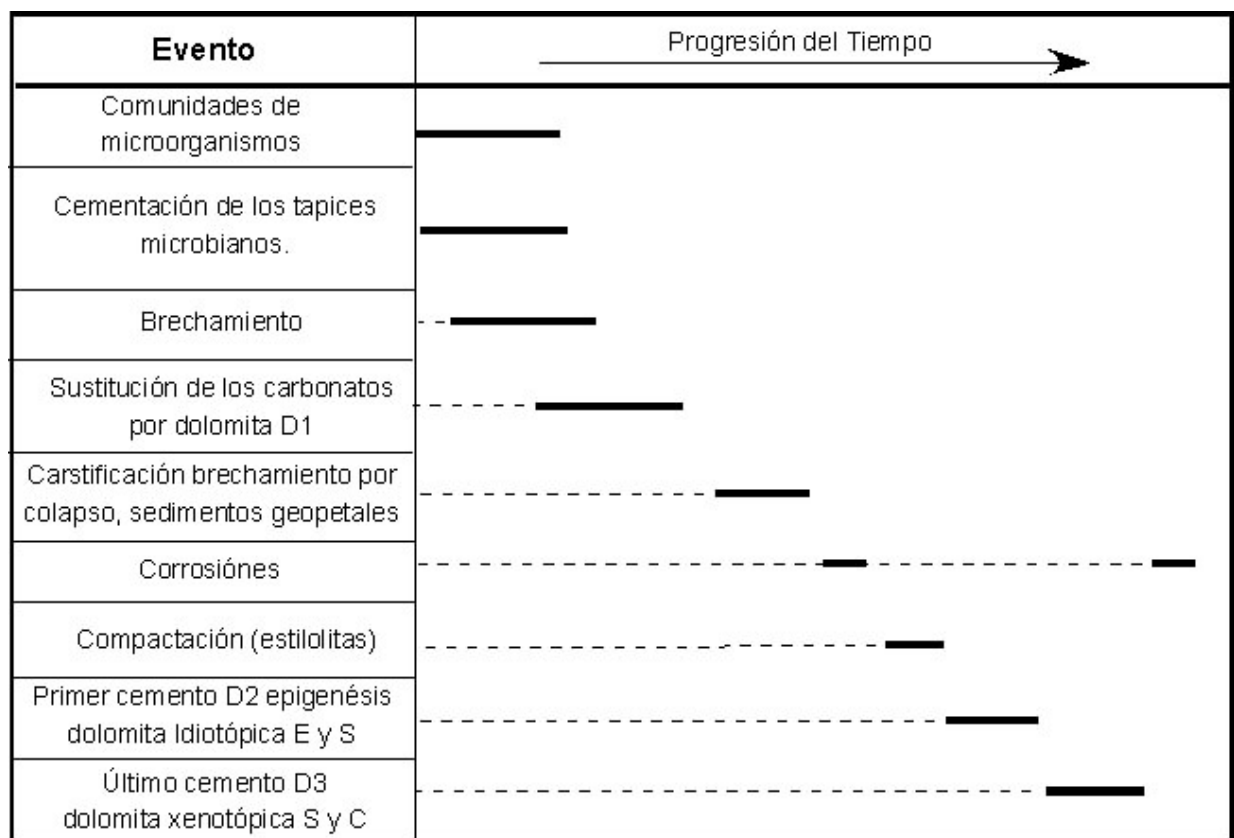


Figura 7.17: Secuencia de eventos diagenéticos de las rocas de los pozos Cástor-1 y Pólux-1.

A

Muestra	$\delta^{13}\text{C PDB}$	$\delta^{18}\text{O PDB}$	Observaciones
Cástor 1 N6F1	2.13	1.98	Cemento relleno de cavidad (porosidad abierta)
Cástor 1 N6F1	2.66	1.26	cemento (cristal transparente) relleno de cavidad
Cástor 1 N6F1	2.2	0.13	matriz
Cástor 1 N6F1	2.31	0.42	matriz
Cástor 1 N6F1	2.52	1.73	1er cemento relleno de cavidad
Cástor 1 N11F1	1.82	-0.38	Matriz (parte más oscura)
Cástor 1 N11F1	1.79	-0.16	matriz (parte más clara)
Cástor 1 N11F1	1.31	-1.13	Cemento D3 relleno fractura (central9)
Cástor 1 N11F1	1.5	-0.85	Cemento D2 relleno fractura
Pólux 1 N1F1	1.99	1.37	1er cemento relleno de cavidad
Pólux 1 N1F1	2.38	1.37	matriz
Pólux 1 N2F2	2.39	0.21	matriz
Pólux 1 N2F2	2.5	0.29	matriz, rombos de dolomía
Pólux 1 N2F2	2.32	1.11	matriz, rombos de dolomía
Pólux 1 N2F2	2.26	1.77	1er cemento relleno de cavidad
Pólux 1 N2F2b	2.39	0.41	matriz
Pólux 1 N2F2b	1.63	0.65	1er cemento relleno de cavidad
Pólux 1 N2F2b	2.2	1.54	matriz, rombos de dolomía

B

Muestra	Peso (μg)	$\delta^{13}\text{C PDB}$	$\delta^{18}\text{O PDB}$	P CO ₂ (μbar)	P CO ₂ final (μbar)
Cástor 1 N7F1	66	1.65	1.75	283	283
Cástor 1 N7F1	234	1.82	1.73	920	920
Cástor 1 N7F1	61	1.69	1.47	196	196
Cástor 1 N7F1	306	1.81	1.47	1148	649
Cástor 1 N9F1	62	3.48	1.64	206	206
Cástor 1 N9F1	301	3.55	1.73	587	588
Cástor 1 N1F1	60	1.85	0.21	158	158
Cástor 1 N1F1	354	2.17	0.57	734	734
Cástor 1 N2F1	67	2.00	1.52	370	370
Cástor 1 N2F1	167	2.11	1.24	899	899
Cástor 1 N3F1	57	1.97	1.29	184	184
Cástor 1 N3F1	238	2.05	1.10	1035	1035
Cástor 1 N4F2	59	2.20	2.37	360	360
Cástor 1 N4F2	165	2.16	2.32	343	343
Cástor 1 N6F2 Matriz	68	1.95	2.37	340	340
Cástor 1 N6F2 Matriz	205	2.00	2.33	822	824
Cástor 1 N10F1	69	3.34	-0.16	322	322
Cástor 1 N10F1	163	3.24	-0.49	556	556
Cástor 1 N4F1 Matriz	67	2.46	2.58	448	448
Cástor 1 N4F1 Matriz	130	2.49	2.61	716	716
Pólux 1 N2F1	67	2.24	1.25	306	306
Pólux 1 N2F1	209	2.32	1.29	549	550
Pólux 1 N3F1	68	2.28	-0.22	218	218
Pólux 1 N3F1	294	2.46	-0.32	679	679
Pólux 1 N1F1	56	1.72	1.95	168	168
Pólux 1 N1F1	268	1.95	2.34	1093	599

Figura 7.18: Tabla de resultados de isotopía. A) Tabla de relaciones isotópicas por microanálisis. B) Tabla de relaciones isotópicas por roca total.

mayores patrones de zoneamiento (bajo CL) entre la roca y los cementos. La composición resultante mostró valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +1.31 y +2.66‰, y valores de $\delta^{18}\text{OPDB}$ entre -1.13 y +1.98‰ (Fig. 7.20).

Al graficar los datos (Fig. 7.21), se observaron cambios en las relaciones isotópicas entre la matriz y los cementos, pudiendo inferirse una evolución isotópica hacia composiciones más ligeras en unas y a más pesadas en otras. Los valores de O (matriz y cemento) en la muestra Pólux-1 N2F2b, puede indicar que los cementos se precipitaron de un fluido más frío que la roca encajonante. En la muestra Cástor-1 N11F1 se observa que existe una correlación negativa entre el O y el C entre matriz y cementos, es decir en la medida que se encuentran cementos con valores más positivos de O se encuentran valores más negativos de C. Esto podría indicar que se está precipitando dolomita en condiciones más frías con un aporte mayor de C orgánico. En la muestra Cástor-1 N6F1 el comportamiento es distinto, se observa un aumento de T en los cementos con respecto a la T de la matriz, y una evolución a C más ligero, producto quizás de la destrucción de materia orgánica por fluidos más calientes.

Roca total

Para el análisis isotópico de roca total se utilizaron las muestras Cástor-1 N1F1, N2F1, N3F1, N4F1, N4F2, N6F1, N7F1, N9F1, N10F1; y Pólux-1 N1F1, N2F1 y N3F1 (Fig. 7.18B). La composición resultante en las muestras de los pozos Cástor-1 y Pólux-1 se distribuye en valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +1.81 y +3,55‰, y valores de $\delta^{18}\text{OPDB}$ entre -0.49 y 2,61‰.

Los datos obtenidos son muy homogéneos para todos los casos (roca total y microanálisis), lo cual significa que el muestreo de roca total se hizo correctamente y no se generaron artefactos a la hora de separar manualmente la matriz de los cementos (Fig. 7.22). Aunque los datos del microanálisis muestran tendencias contraradictorias, los datos son muy puntuales para poder inferir una tendencia regional.

Los histogramas de frecuencias muestran que los datos tienen una distribución gaussiana normal con sesgos hacia composiciones más pesadas en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en comparación con datos de otras rocas dolomitizadas del Cretácico en la Sonda de Campeche (Fig. 7.22). Estos datos indican relaciones isotópicas que sugieren una evolución diagenética de baja temperatura.

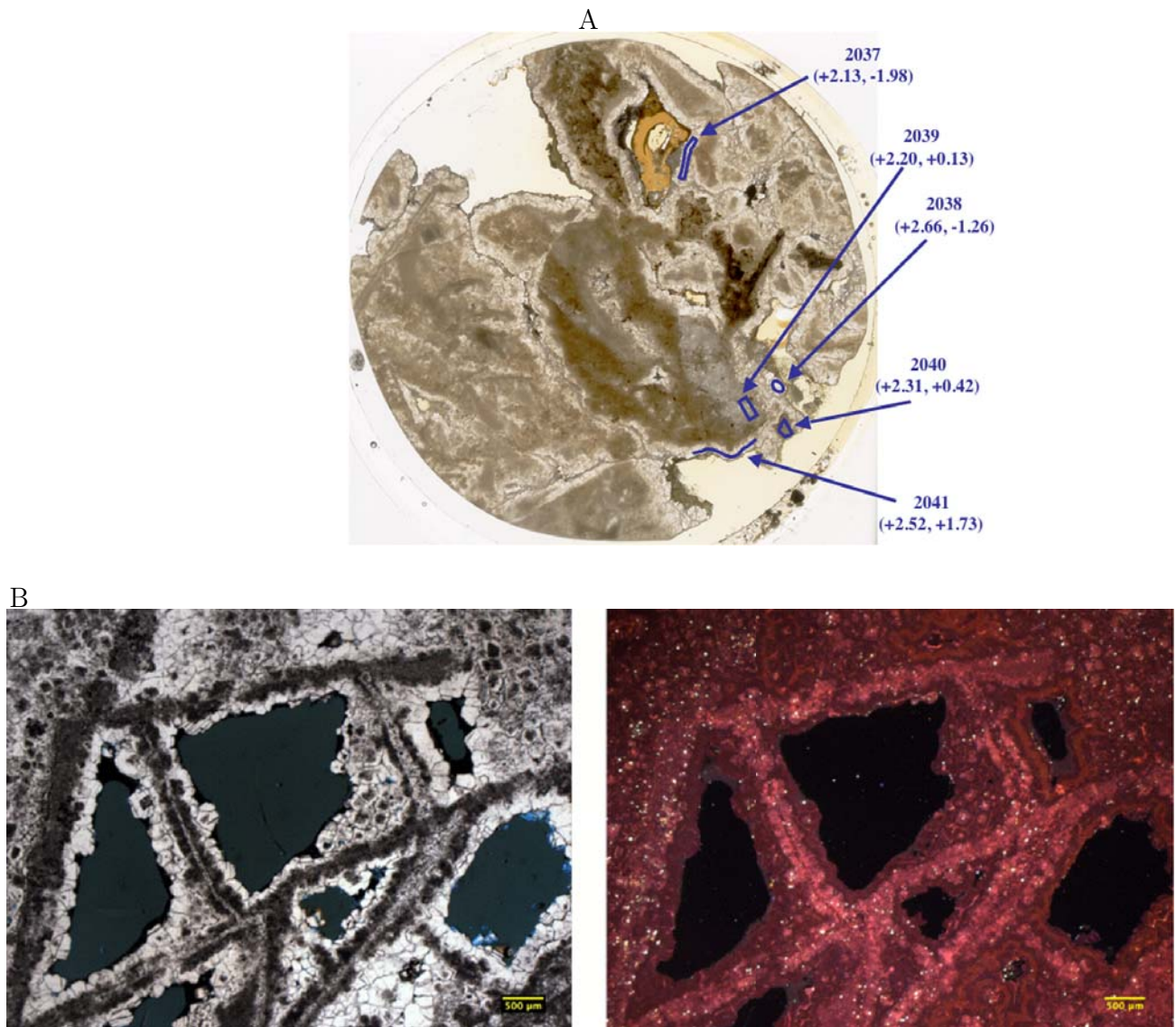
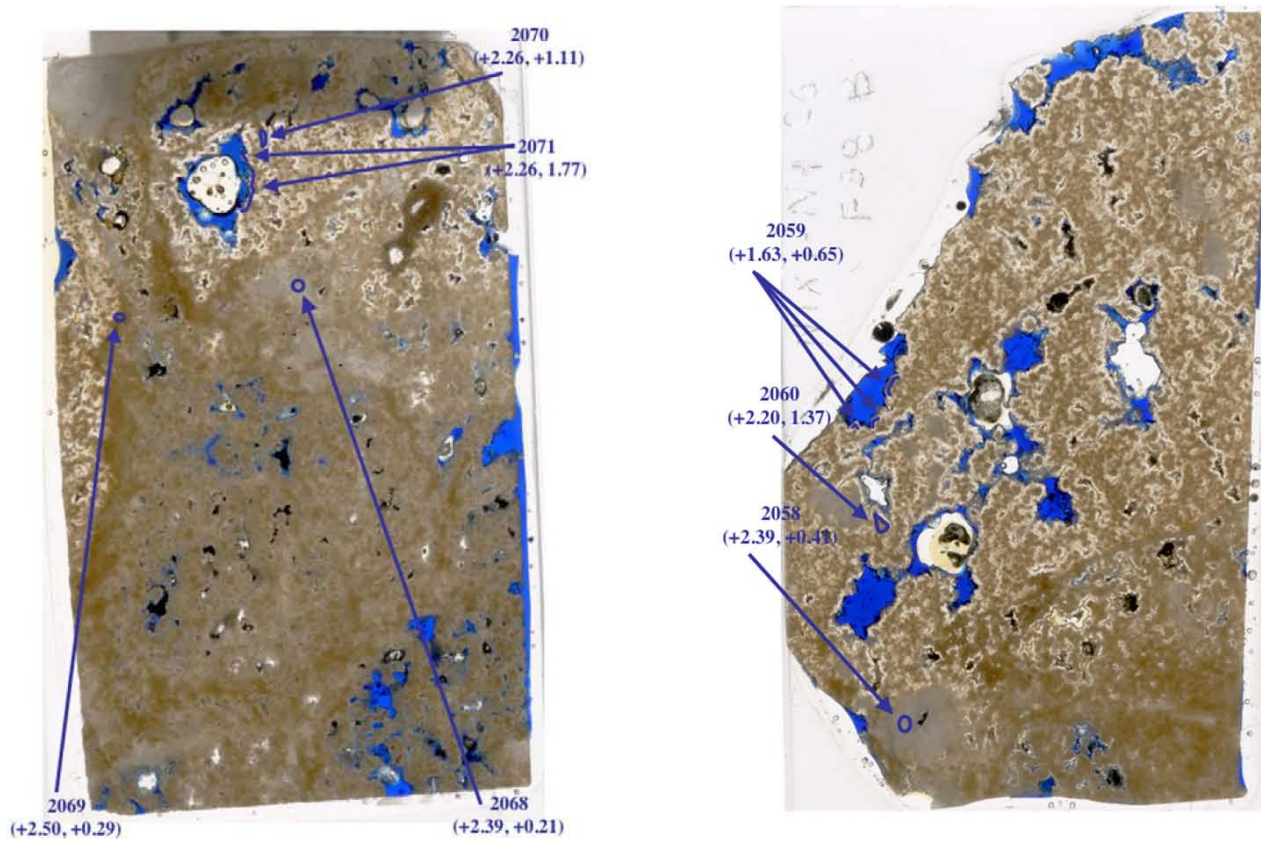


Figura 7.19: Imágenes de las rocas muestreadas mediante microanálisis. A) Muestras del pozo Cástor-1 muestra N6F1. B) Patrones de zoneamiento mediante catodoluminiscencia. Muestras del pozo Pólux-1 N2F2 y N2F2b.

A



B

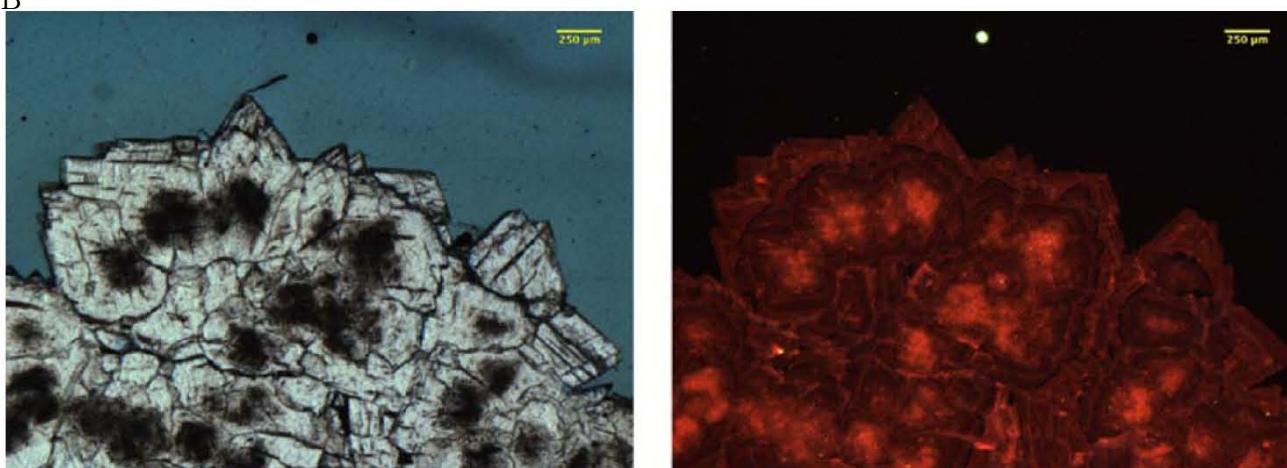


Figura 7.20: Imágenes de las rocas muestreadas mediante microanálisis. A) Muestras Pólux-1 N2F2 y N2F2b. . B) Patrones de zoneamiento mediante catodoluminiscencia de la muestra Pólux-1 N2F2.

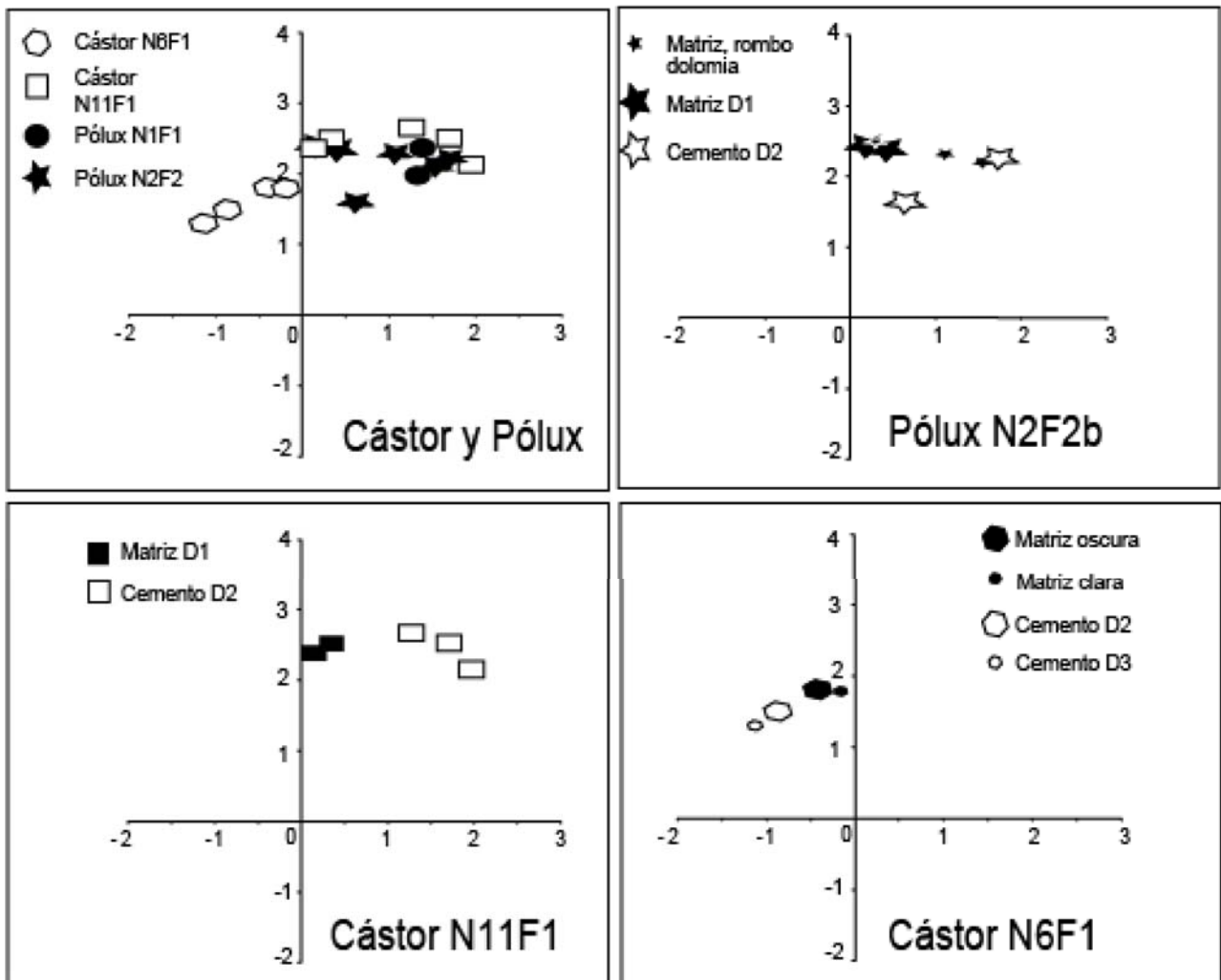


Figura 7.21: Gráfica de las relaciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ por microanálisis.

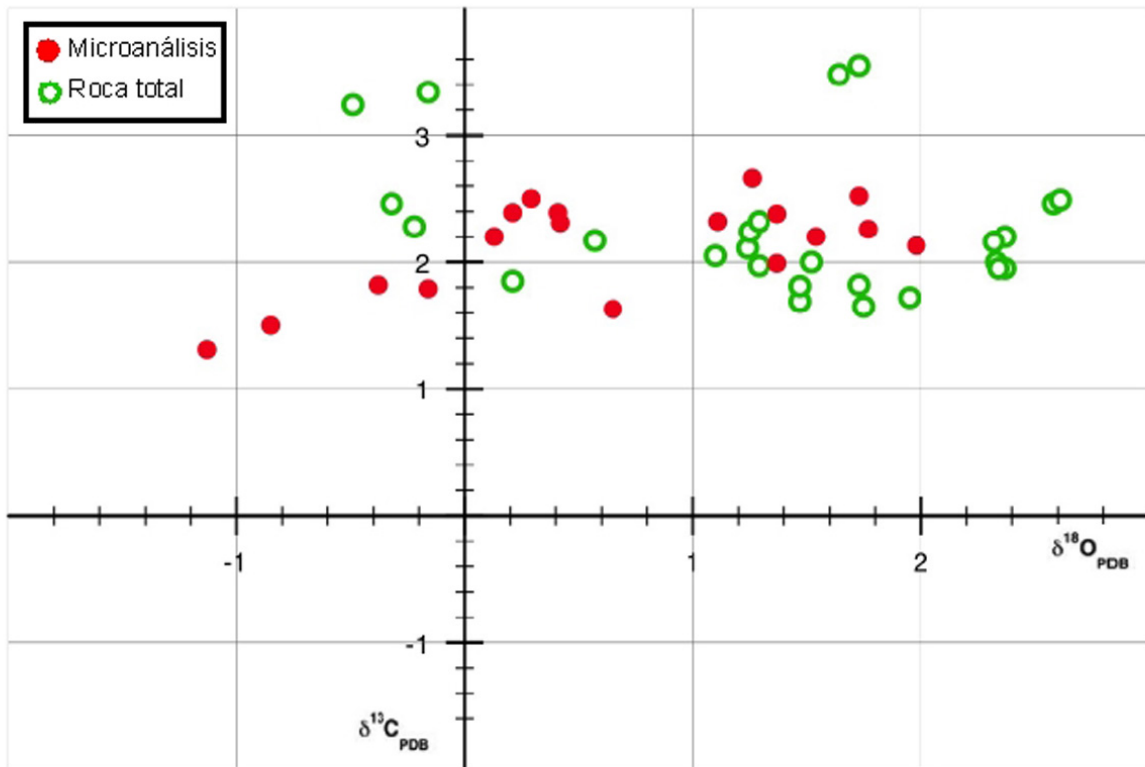


Figura 7.22: Gráfica de dispersión con los datos de concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ tanto de roca total como de microanálisis.

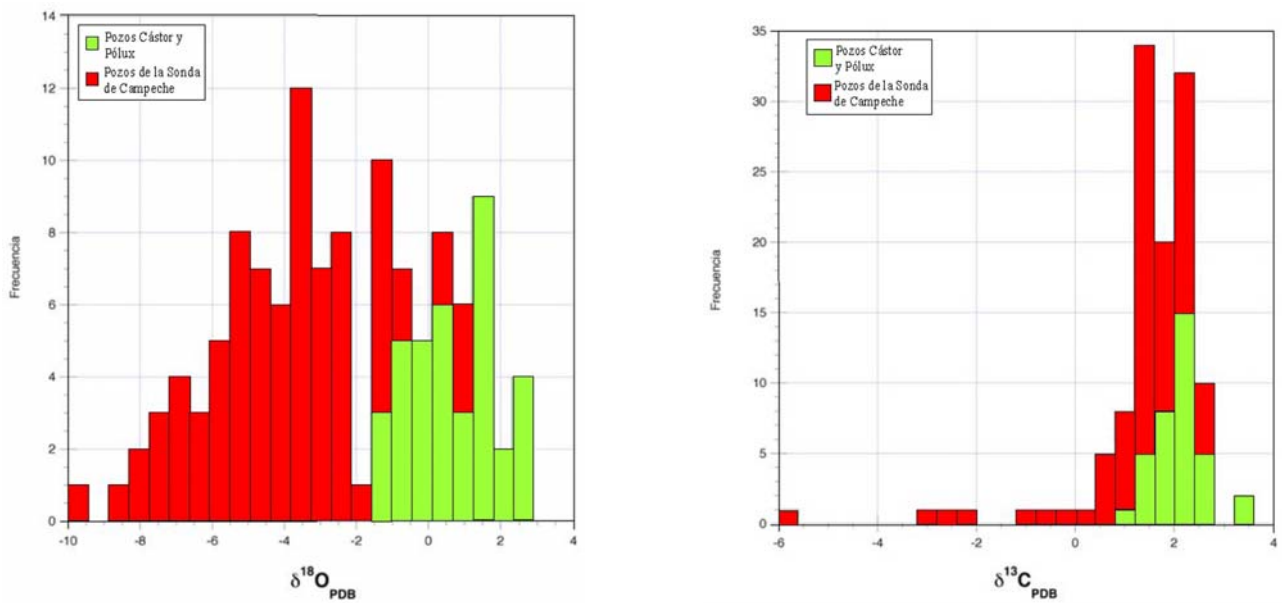


Figura 7.23: Histogramas de frecuencia de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ comparado con otras rocas de la Sonda de Campeche (modificado de Tritlla et al., 2008).

Capítulo 8

Discusión

8.1. Origen probable del protolito: Las microbialitas y los bioconstructores.

Las microbialitas son rocas producidas por la actividad de microorganismos bioconstructores, que a través de sus capacidades de atrapar, cementar o incluso precipitar carbonatos, forman pequeñas litoestructuras que crecen sobre substratos de rocas preexistentes con espesores variables, hasta formar grandes estructuras con relieve sobre el suelo marino. Este tipo de rocas y las estudiadas en los pozos Cástor-1 y Pólux-1 tienen muchas semejanzas:

- Las texturas filamentosas, botroidales, pelloidales y colmenares (Chafetz, 1986; Chafetz and Buczynski, 1992; Folk, 1993; Chafetz and Guidry, 1999; Folk and Chafetz, 2000; Riding, 2000; Kempe and Kazmierczak, 2004; Fig. 8.1).
- Los principales organismos bioconstructores de estas rocas son las cianobacterias (Riding, 2000; Riding and Awramik, 2000; Riding, 2006); estructuras muy similares a estas fueron encontradas mediante el SEM en las muestras seleccionadas de estos pozos (Fig. 8.2).
- Las microbialitas suelen ser rocas con una alta porosidad primaria y suelen ser muy susceptibles a procesos pervasivos de dolomitización (Mancini and Parcell, 2001; Mancini et al., 2002, 2003, 2004; Mancini, Parcell and Llinás, 2005), mismos procesos que se han observado en las rocas estudiadas.
- Suelen no encontrarse fósiles índice o guía, debido tanto a falta de preservación al ser rocas fácilmente dolomitizables o a que suelen presentarse en ecosistemas habitados puramente por

microorganismos, donde es normal no encontrar algún tipo de fósil de organismos superiores o metazoos (Leinfelder, 1993; Leinfelder et al., 1993, 1994; Leinfelder and Schmid, 2000; Leinfelder et al., 2002).

La ausencia de fósiles índice y de una secuencia sedimentaria, donde se pudieran encontrar distintas litologías o facies sedimentarias, limitó mucho la posibilidad de establecer un ambiente de formación que pudo dar origen a las rocas estudiadas en este trabajo. Pese a lo anterior, las evidencias encontradas durante el estudio de las texturas mesoscópicas en los núcleos y las estructuras microscópicas vistas a través de las láminas delgadas y las imágenes del microscopio electrónico, sirvieron para establecer que, al menos una parte de las rocas muestreadas en los pozos Cástor-1 y Pólux-1, pudieron originarse por la actividad de ciertos microorganismos como las cianobacterias (bioconstructores fototróficos) en zonas marinas someras.

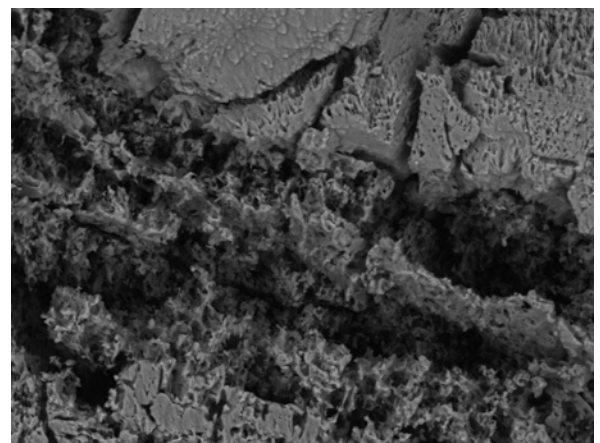
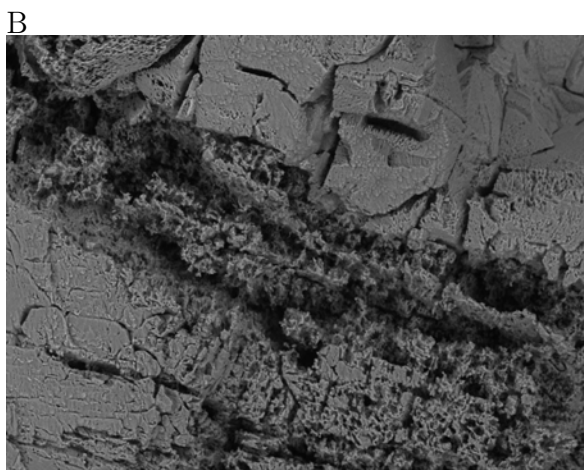
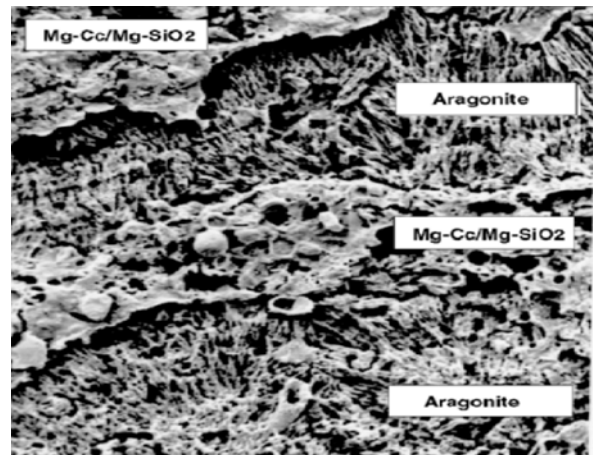
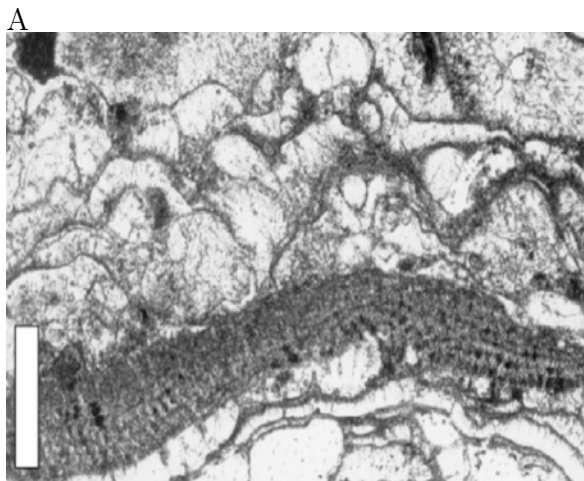
La selección de los fragmentos de núcleos más dolomitizados de los pozos Cástor-1 y Pólux-1, realizada durante el muestreo, impidió profundizar sobre el ambiente de origen del protolito. Lamentablemente el permiso para revisar el resto de los núcleos de estos pozos, llegó ya durante la finalización del escrito y por falta de tiempo no se realizó.

8.2. Petrología y Geoquímica

8.2.1. Consideraciones sobre la dolomitización

Las observaciones hechas mediante la petrografía de este trabajo concuerdan con las que Sibley, Nordeng and Borkowski (1994) realizaron mediante experimentos de laboratorio con dolomitas de alta temperatura, sugiriendo que la regla de fases de Ostwald es un mecanismo viable para entender los procesos de dolomitización.

- La textura opaca y sucia de la dolomita D1 y los núcleos sucios dentro de la dolomita D2 (principalmente) y D3 (en menor medida), son especies menos estables de carbonatos que fueron progresivamente dolomitizándose (Fig. 7.10).
- Se aprecia cualitativamente un bajo grado de ordenamiento estequiométrico de los núcleos con respecto a los bordes, de las dolomitas, esto es evidenciado por la corrosión selectiva en los núcleos de los cristales (porosidad cristal-móldica, Fig. 7.14) y fue comprobado accidentalmente al buscar microfósiles con el microscopio electrónico, cuando, al atacar con ácido la muestra Pólux-1 NIF1 se observó una corrosión significativamente mayor en los núcleos que en los bordes.



Geofluids_0156 2008/11/10 18:31 L x500 200 um
Geofluidos, CGEO, UNAM

Geofluids_0157 2008/11/10 18:35 L x1.0k 100 um
Geofluidos, CGEO, UNAM

Figura 8.1: Comparación de imágenes SEM entre: A) microbialitas del Lago Mititoi, India Kempe and Kazmierczak, 2004 y B) los filamentos bacterianos de la muestra Pólux-1 N2F1. Se observa que aunque los minerales precipitados son distintos, ciertas características texturales son similares como la textura colmenar (*honeycomb*).

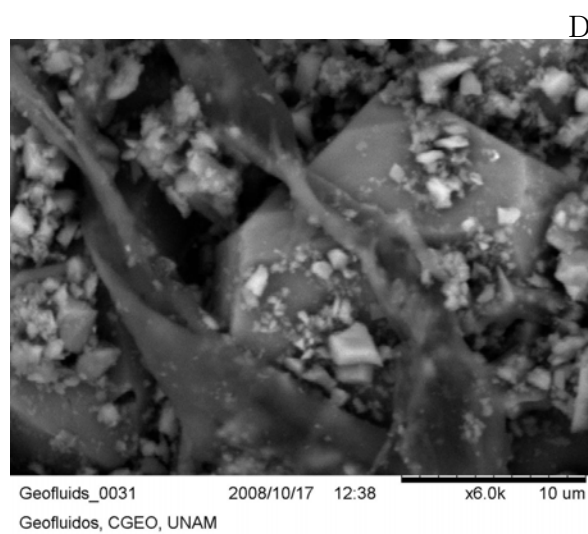
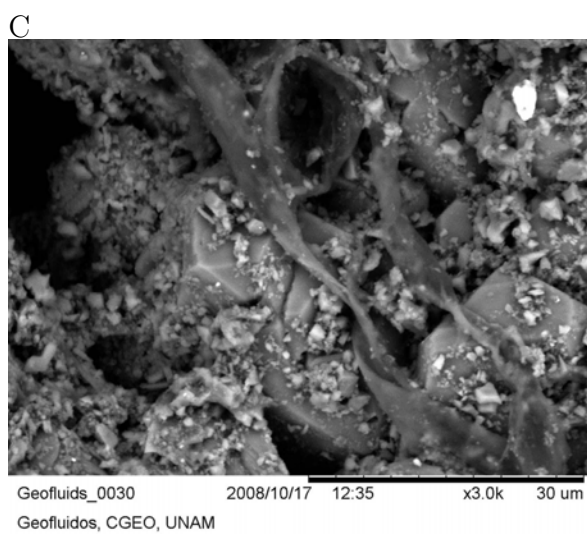
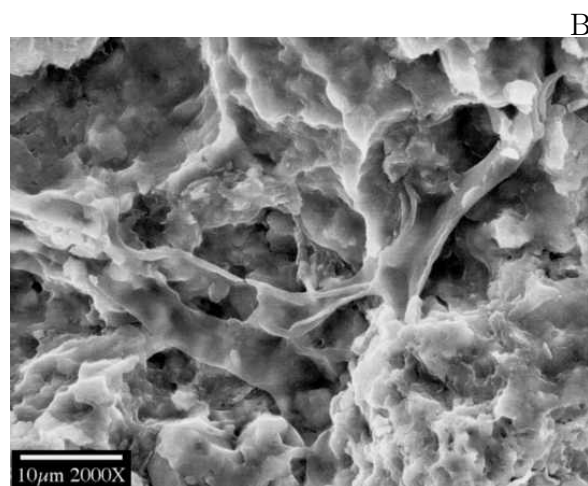
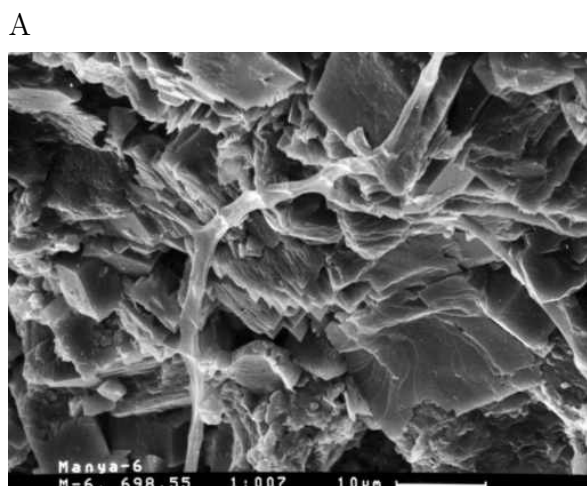


Figura 8.2: Comparación de imágenes SEM entre: A) Cianobacteria en rocas carbonatadas del Cámbrico, Sur de Australia (Yu. Rozanov, <http://macroevolution.narod.ru/rozbak.htm>). B) Tapete cianobacteriano con filamentos y cocoides, Formación Synyaya, Plataforma de Siberia, Rusia (Yu Rozanov, <http://macroevolution.narod.ru/rozbak.htm>). C) y D) Estructuras orgánica muy similar a una cianobacteria encontrada en la muestra Cástor-1 N9F1

- El grado de dolomitización depende directamente de la permeabilidad primaria de las rocas, así como de la capacidad de flujo de fluidos con altas relaciones de Mg/Ca, la porosidad original de estas microbialitas es lo suficientemente alta como para permitir que los grados de dolomitización sean tan grandes como los observados en los pozos estudiados.
- El grado de orden que se observa en los tamaños de los cristales es una de las características de la regla de fases de Ostwald. La dolomita D3 en la mayoría de los casos, tiene tamaños de cristal muy homogéneos (Fig. 7.14).

Pese a las similitudes vistas, la gran diferencia entre lo que Sibley et al. (1994) proponen y los datos de este trabajo, están en función de la temperatura de precipitación, al no tenerse datos de microtermometría, proponer un modelo se complica, y no siendo esto suficiente, los datos que si se obtuvieron con los que se podrían inferir temperaturas de formación, son contradictorios.

Para entender la diagénesis de estas rocas, es necesario profundizar en los datos y observaciones hechas, para así determinar un modelo diagenético que explique la formación de estas rocas.

8.2.2. En busca de un modelo diagenético

El cuadro de sucesión de eventos mostrado en los resultados, muestra de forma parcial la evolución diagenética observada en el estudio petrográfico de las rocas en los pozos Cástor-1 y Pólux-1. Sin embargo cabe destacar que muchos de los resultados de la geoquímica tienen ciertas contradicciones (en función de la temperatura que representan) con las observaciones petrográficas (Fig. 8.3).

A continuación se analizarán el conjunto de datos obtenidos para tratar de entender las condiciones térmicas y por lo tanto los ambientes diagenéticos por lo que las rocas atravesaron desde su formación.

Observaciones de la perforación

Las profundidades a las que estas rocas fueron muestreadas, podrían indicar las temperaturas a las que estuvieron sometidas, al menos en la última parte de su historia. En un gradiente geotérmico teórico (33°C por kilómetro) las temperaturas a las que estas rocas pudieron estar por su profundidad, deberían estar entre los 60° y 120°C, sin embargo en los registros de temperatura durante la perforación del pozo Pólux-1 se registraron temperaturas de formación mucho más bajas de

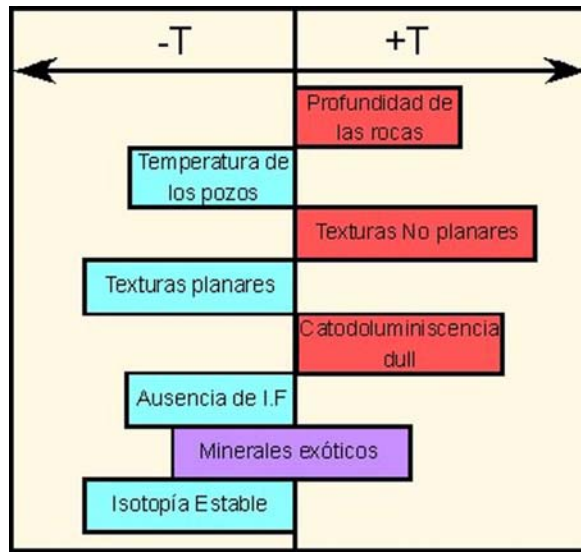


Figura 8.3: Cuadro esquemático que muestra los datos en función de la temperatura que representan, de acuerdo a las definiciones clásicas.

lo esperado (Fig. 7.3). El pozo Cástor-1 solo tuvo dos medidas de temperatura en las aguas de formación.

Una información que es necesaria considerar, es que pese a que estos pozos se perforaron con 20 años de separación, en ambas bitácoras de control se manifestaron problemas producto de pérdida de lodo de perforación, por lo que se utilizó agua marina (en lugar de lodo) durante la perforación de la mayor parte del intervalo que Pemex consideró como Cretácico. Esta técnica de perforación tal vez pudo generar un artefacto en las mediciones, pues la invasión de un flujo constante de agua marina a una roca tan permeable, pudo alterar la temperatura de formación. Por lo tanto los datos de temperatura de las bitácoras pueden ser discutibles.

Las texturas de las rocas

La petrografía mostró dos tipos de texturas de dolomitas que son genéticamente contrastantes (sensu stricto a Sibley & Gregg, 1987) pero no mutuamente excluyentes. Por un lado, en varias de las muestras (Cástor-1 principalmente) la textura predominante son cristales idiotópicos planares (D1 y D2), que según la clasificación clásica de Silbey & Gregg (1987) se forman a temperaturas menores de 60°C (dolomitización), por el otro se observó una generación final de cemento xenotópico no planar (D3) el cual se forma a temperaturas mayores de 60°C (dolomitización por sepultamiento o termobárica).

Hay que tomar en consideración que la clasificación de Silbey & Gregg (1987), se produjo con base en experimentos de laboratorio, y las condiciones de temperatura de formación de dolomita

mostradas en esta clasificación son más cualitativa que cuantitativa, ya que se han reportado dolomitas planares de alta temperatura y el papel de la salinidad y el pH en los procesos de dolomitización no han sido muy bien entendido (Warren, 2000).

La aparición de brechamiento carstico y sedimentos geopetales de las rocas de los pozos Cátor-1 y Pólux-1 puede indicar, que durante algún tiempo estas rocas estuvieron muy cercanas a la superficie y existió flujo de agua meteórica. Esto sería posible si, los sedimentos geopetales se generaron durante la formación de las microbialitas en zonas cercanas a la superficie, que por efecto de cambios en la marea, quedarón expuestas a la superficie.

La relación entre la catodoluminiscencia y la temperatura

En las rocas estudiadas se observó que en la gran mayoría de los minerales, la respuesta luminiscente fue opaca (color rojo mate dull). De acuerdo con Marshall (1987), las respuestas con baja luminiscencia (*dull*) representan minerales que han sufrido procesos de diagénesis profunda, en donde la alta temperatura favorece la oxidación del Fe por sobre el Mn haciendo que la respuesta de estos materiales ante el flujo de electrones sea baja. Otra razón para la baja luminiscencia por alto contenido de Fe puede ser resultado de acumulaciones anómalas en el agua marina durante la formación de las microbialitas. Estas estructuras suelen formarse en zonas muy someras, en donde el Fe es un elemento móvil y por procesos de mediación orgánica pudo acumularse en los precipitados de carbonatos.

La microtermometría de IF

La ausencia de inclusiones fluidas medibles en los minerales de todas las rocas estudiadas, es otro dato sumamente importante, principalmente debido a que se puede interpretar esta ausencia a la presencia de fluidos de temperatura lo suficientemente baja como para favorecer la formación de inclusiones fluidas monofásicas e impedir la formación de IF bifásicas medibles mediante la microtermometría. Sin embargo, el estudio petrográfico de IF llevado a cabo por el autor de este trabajo, bajo la supervisión de los asesores del proyecto, así como la utilización de equipos de última tecnología de dos laboratorios distintos (CGEO y CREGU) mostró que en las rocas estudiadas no existen IF (ni biáfásicas ni monofásicas), al menos en las escalas medibles por la tecnología actual. Esta sorprendente información condujo a la conclusión de que la ausencia de inclusiones fluidas es probablemente debido a factores cinéticos y físicos producto quizás a los mismos procesos de dolomitización/recristalización con una baja relación de agua/roca, lo que probablemente produjo la expulsión de las imperfecciones e inclusiones que contenía, y no a una baja temperatura de los fluidos.

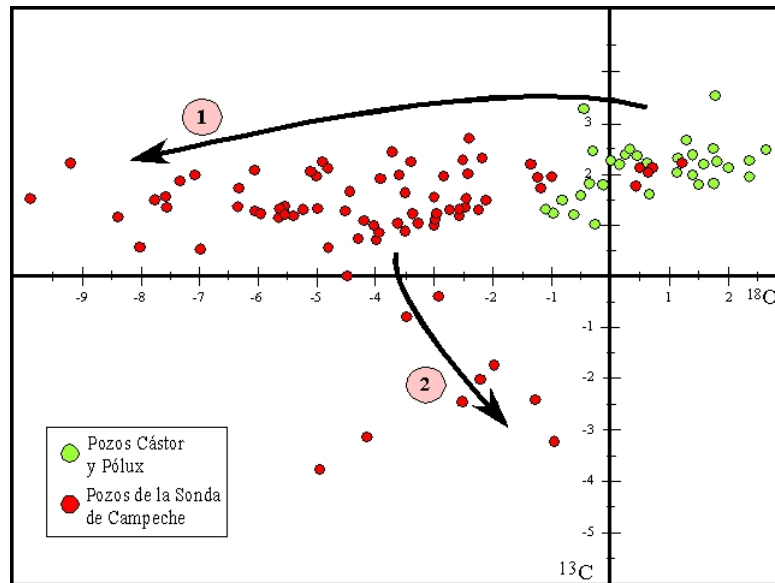


Figura 8.4: Gráfica comparativa entre las concentraciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el área de estudio y en otras rocas dolomitizadas del horizonte Cretácico en la Sonda de Campeche (modificado de Tritlla et al., 2008). 1) Algunas de las rocas de la Sonda de Campeche muestran una evolución a concentraciones cada vez más ligeras de $\delta^{18}\text{O}$ lo que explicaría un aumento en la T de los pulsos diagenéticos. 2) Otras rocas muestran un enriquecimiento en concentraciones más ligeras de $\delta^{13}\text{C}$, producto tal vez de la interacción de CO_2 degradado de materia orgánica.

Esta idea deja muchas más cuestiones que respuestas y deberá ser atendido en trabajos posteriores.

Los fluidos dolomitizantes y la precipitación de minerales accesorios “exóticos”

Esteban & Taberner (2003) sugieren que una de las características principales de pulsos diagenéticos de alta temperatura) es la precipitación de minerales accesorios tardíos (dickita, cuarzo, pirita-marcasita, yeso, barita-celestita, calcita y fluorita) junto con eventos corrosivos finales previos a la carga de hidrocarburos (en el caso de las zonas petroleras). Estos minerales sirven como indicadores de la temperatura de los fluidos (geotermómetros análogos). En las rocas estudiadas fueron pocos los minerales accesorios encontrados. Los cristales esqueléticos de pirita y barita observados pueden ser productos residuales de procesos de reducción/oxidación de sulfatos, por procesos como la BSR o TSR, indicando rangos de temperatura muy amplios ($25^\circ\text{-}250^\circ\text{C}$), no pudiéndose utilizar como evidencia de alta o baja temperatura.

La isotopía estable y la interacción agua/roca

En este trabajo los resultados obtenidos mediante microanálisis y análisis por roca total mostraron una tendencia muy puntual, con cambios muy pequeños en las relaciones isotópicas. El microanálisis evidencía, aunque con cambios muy pequeños, una variación composicional isotópica que puede interpretarse por medio de la interacción de fluidos de alta y baja temperatura.

Los datos obtenidos en las muestras del pozo Cástor-1 muestran que las rocas más profundas (Cástor-1 N11F1) aparentemente interactuaron con fluidos fríos, debido a la composición más pesada de O de los cementos, con un pequeño enriquecimiento en C más pesado. El C pesado usualmente se fracciona por la degradación de materia orgánica, aunque en este caso sería quizás complejo encontrar degradación de materia orgánica mediante la interacción de fluidos más fríos que la roca encajonante. Una solución a este problema sería la interacción de ácidos orgánicos que ayuden a la destrucción de la materia orgánica y la formación de CO₂ con C pesado, mediante procesos de carstificación en medios subaéreos, donde la materia orgánica de la roca se degrada en presencia de O formando ácidos orgánicos que atacan a los carbonatos existentes. Este proceso de carstificación se observó en la petrografía. Para rocas más someras (Cástor-1 N6F1), la tendencia en composición isotópica de O y C es la contraria y obedece a una aparente interacción con fluidos calientes (al menos más calientes que la roca encajonante).

En el caso del pozo Pólux-1 el micromuestreo se realizó en rocas más someras (Pólux-1 N2F2 y N2F2b) y las composiciones isotópicas de O y C resultaron muy similares a la vistas en la muestra Cástor-1 N11F1, donde existe un aumento en composiciones más pesadas de O y C.

Comparando con otras rocas dolomitizadas mesozoicas estudiadas en proyectos similares en campos de la Sonda de Campeche (Fig. 8.4), se observó que estas rocas no obedecen la tendencia regional de interacción con fluidos de alta temperatura (aumento en concentraciones de O ligero). Los datos de los pozos Cástor-1 y Pólux-1 son puntuales y con variaciones isotópicas muy pequeñas. Esto indica que a pesar de su lejanía entre ellos sufrieron procesos muy similares entre ambos. Pese a que la comparación de estas rocas con otras rocas de la Sonda de Campeche es vaga, sirve para mostrar que los datos de estos pozos corresponden a un ambiente diagenético distinto donde las temperaturas de los fluidos diagenéticos o su composición es distinta.

Otra posibilidad es que el último pulso diagenético tuvo un largo período de residencia en estas rocas, creando un reajuste isotópico, borrando mucha de la información isotópica de los pulsos anteriores.

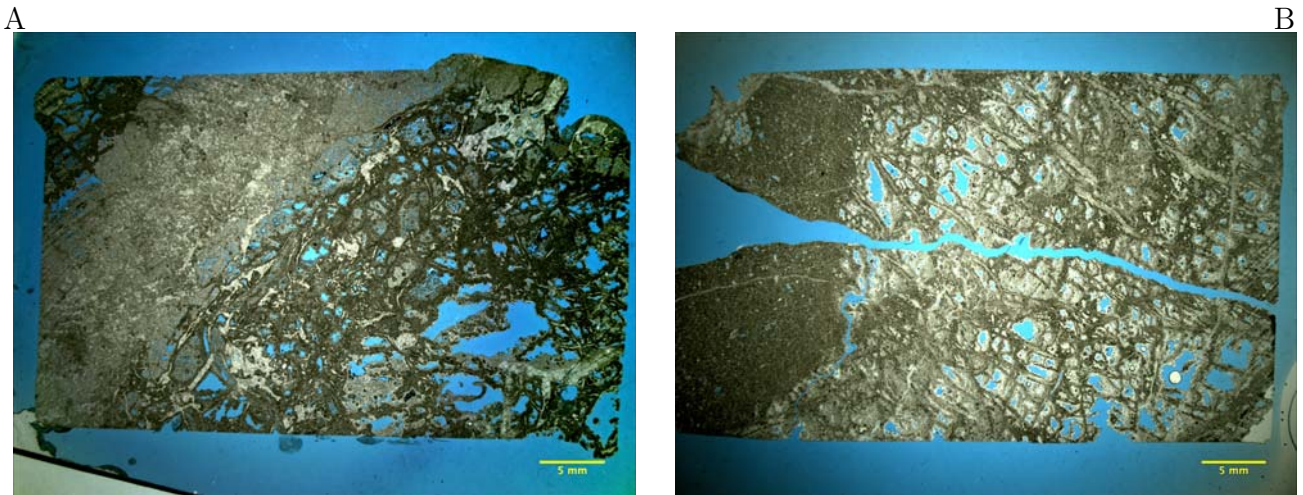


Figura 8.5: Fotografía de las láminas delgadas. A) Cástor-1 N9F1 B) Cástor-1 N10F1. Un ejemplo de la alta porosidad (en azul), una de las características más sorprendentes de estas rocas.

Preservación de la porosidad

La idea sobre fluidos con alto tiempo de residencia, se puede complementar al analizar el resto de las características físicas de estas rocas. Pese a tener una muy alta porosidad primaria (Fig. 8.5), los procesos de brechamiento cárstico, compactación química y mecánica, y en pocos casos de brechamiento hidráulico, la porosidad primaria nunca fue obliterada por completo. Es poco común que este tipo de rocas, en apariencia frágiles ($>30\%$ porosidad) puedan sostener esta porosidad sin observarse una compactación mecánica a las profundidades a las que se encuentran actualmente. Una explicación podría ser que este paquete de rocas se encontraran desacoplado del resto del paquete sedimentario, dejando así las presiones (litostática e hidrostática) en equilibrio. Si la presión litostática fuese superior a la hidrostática existiría una compactación mecánica, en cambio si la hidrostática fuese superior a la litostática se encontrarían las rocas brechadas hidráulicamente. Para esto poder ser considerado como posible el paquete de rocas se debería encontrar en un sistema (o serie de sistemas) totalmente confinado y desacoplado, para poder mantener en equilibrio las presiones y las porosidades de estas rocas a las profundidades que se muestrearon.

8.3. Historia diagenética final y modelos de dolomitización

Pese a algunas contradicciones y falta de datos cuantitativos, una de las conclusiones parciales de este trabajo es que todas las observaciones y datos concluyen, que las rocas denominadas como del Cretácico en los pozos Cástor-1 y Pólux-1, son muy similares y que fueron afectados por los mismos procesos diagenéticos.

De todas las técnicas (tanto geoquímicas como petrográficas) que se utilizan para poder entender los procesos que afectan las rocas carbonatadas, es la petrografía la que da contexto y sentido a los datos (Warren, 2000). Usando la idea anterior y las consideraciones sobre la temperatura tomadas de la geoquímica y el resto de las herramientas utilizadas, se propone la historia final de la diagénesis y los modelos diagenéticos que afectaron las rocas estudiadas de los pozos Cástor-1 y Pólux-1, desde su origen en el pasado geológico hasta su muestreo en la actualidad:

1. Formación de carbonatos producto de la actividad de microorganismos, los cuales formaron comunidades complejas con diferentes roles y nichos que permitieron la formación de complejos entramados o tapices bacterianos. El ambiente idóneo para la formación de estos tapices bacterianos son en la superficie marina donde existen grandes cantidades de luz solar (Fig. 8.6-1). El tipo de precipitado primario es complicado de establecer, lo más coherente para este trabajo y de acuerdo con la mayoría de los trabajos las bacterias inducen precipitados de aragonita o calcita (Riding, 2001; Folk & Chafetz, 2001), sin embargo los trabajos de Mackenzie & Vasconcelos (1997) y Van Lith et al. (2003) dan luz a otros procesos donde la precipitación primaria son cristales de dolomita producto de la mediación bacteriana. Los sucesivos pulsos de dolomitización borraron muchas evidencias de los precipitados primarios.
2. La acción de los EPS o películas orgánicas incitan la precipitación de cementos, dando a esta comunidad rigidez y relieve por sobre el piso marino (Riding, 2005). En este punto es posible que comience la sustitución de los materiales original (ya sean aragonita, calcita o dolomita poco estequiométrica) por la dolomita D1 (Fig. 8.6-1).
3. En la medida que crecen las comunidades, el propio peso de la estructura, así como la degradación orgánica pudo formar autobrechamientos y colapsos que generan el entramado bioconstruccional primario con porosidad cuadrangular visto en las muestras estudiadas. Otra posible razón para el brechamiento pudo haber sido por colapsos gravitacionales de una zona más somera (flujo de detritos, Fig. 8.6-1). El brechamiento genera un aumento en la porosidad/permeabilidad favoreciendo la dolomitización del protolito original, en este momento es posible también que suceda la sustitución por las dolomitas D1. La falta de una imagen sísmica de la zona y la descripción a detalle del resto de los núcleos muestreados por Petróleos Mexicanos, hizo difícil determinar con mayor certeza cual de los dos escenarios es el más cercano a lo encontrado.
4. Existe un cambio en el régimen de subsidencia y/o eustático, el cual levanta la secuencia, exponiendo las rocas a la superficie fomentando la formación de pequeñas estructuras cársticas con cementos geopetales, brechamientos en pequeña escala y sucesivamente la precipitación de sedimentos geopetales (Fig. 8.6-2).

5. El paquete empieza a subsidir y existe un pequeño periodo de compactación mecánica y gravitacional, seguida de un periodo de compactación/disolución, en donde se forman estilolitas.
6. La roca es afectada por el paso de fluidos de temperaturas cada vez más alta (ya sea por la profundidad que alcanzaron las rocas debido a la subsidencia o por la movilidad de los fluidos). Estos fluidos dolomitizan la roca precipitando los primeros cementos de dolomita D2 (Fig. 8.6-3).
7. En la mediada que aumentó la temperatura de los fluidos (o la profundidad) los cementos finales se precipitan (D3). Para el caso del pozo Cástor-1 son principalmente cementos de dolomita idiomórfica (xenotópica en menor medida). En cambio para el pozo Pólux-1 la dolomita D3 son cementos de dolomita xenotópica no planar (Fig. 8.6-4). Sincrónicamente en este pozo se asocia un último evento corrosivo que afecta a la roca sincrónicamente con la precipitación del cemento D3, en donde se observan cortadas algunas bandas de crecimiento mediante la catodoluminiscencia. Esto indica que las rocas del pozo Pólux-1 fueron invadidas por fluidos de mayor temperatura que las del pozo Cástor-1. Este último pulso diagenético pudo haber provocado un reajuste isotópico de toda la historia diagenética, expulsando incluso las IF que pudieron haber quedado atrapadas en la formación de las anteriores dolomitas.

La ausencia de un estudio completo de todos los núcleos de ambos pozos y de una imagen sísmica limitan la interpretación general de la estructura y espesor de esta. No se puede determinar si estas rocas son una serie de bioconstrucciones brechadas, colapsos proximales de un MTC, o brechas proximales del impacto de Chixulub. Sin embargo ya sean formadas *in situ* o removidas de otro lado, estas rocas representan los límites de la plataforma de Yucatán (Fig. 8.6-1). La existencia de microbialitas no es algo raro, puesto que se han reportado rocas similares en todo el Mesozoico en los márgenes del antiguo mar del Tethys desde China hasta el N del Golfo de México (Leinfelder, 1993; Leinfelder et al., 1993; Neuweiler, 1993; Leinfelder et al., 1994; Mancini, Puckett and Tew, 1996; Webb, 1996; Insalco, Hallam and Rosen, 1997; Dupraz and Strasser, 1999; Leinfelder and Schmid, 2000; Riding, 2000; Riding and Awramik, 2000; Mancini and Parcell, 2001; Leinfelder et al., 2002; Mancini et al., 2002; Ezaki, Liu and Adachi, 2003; Mancini et al., 2003, 2004; Mancini, Parcell and Llinás, 2005; Ezaki et al., 2008).

Al no tener fósiles índice, minerales fechables o una secuencia estratigráfica análoga a otras rocas ya estudiadas, es difícil establecer un marco cronoestratigráfico para estas rocas. Petróleos Mexicanos asigna la edad a estas rocas con base en afinidades sísmicas y eléctricas, sin embargo estas no son suficientes para establecer con certeza la edad de las microbialitas estudiadas. Para efectos prácticos se les continuarán denominando como de edad Cretácico, pero con reservas al momento de establecer la significancia de ellas en el entorno paleogeográfico.

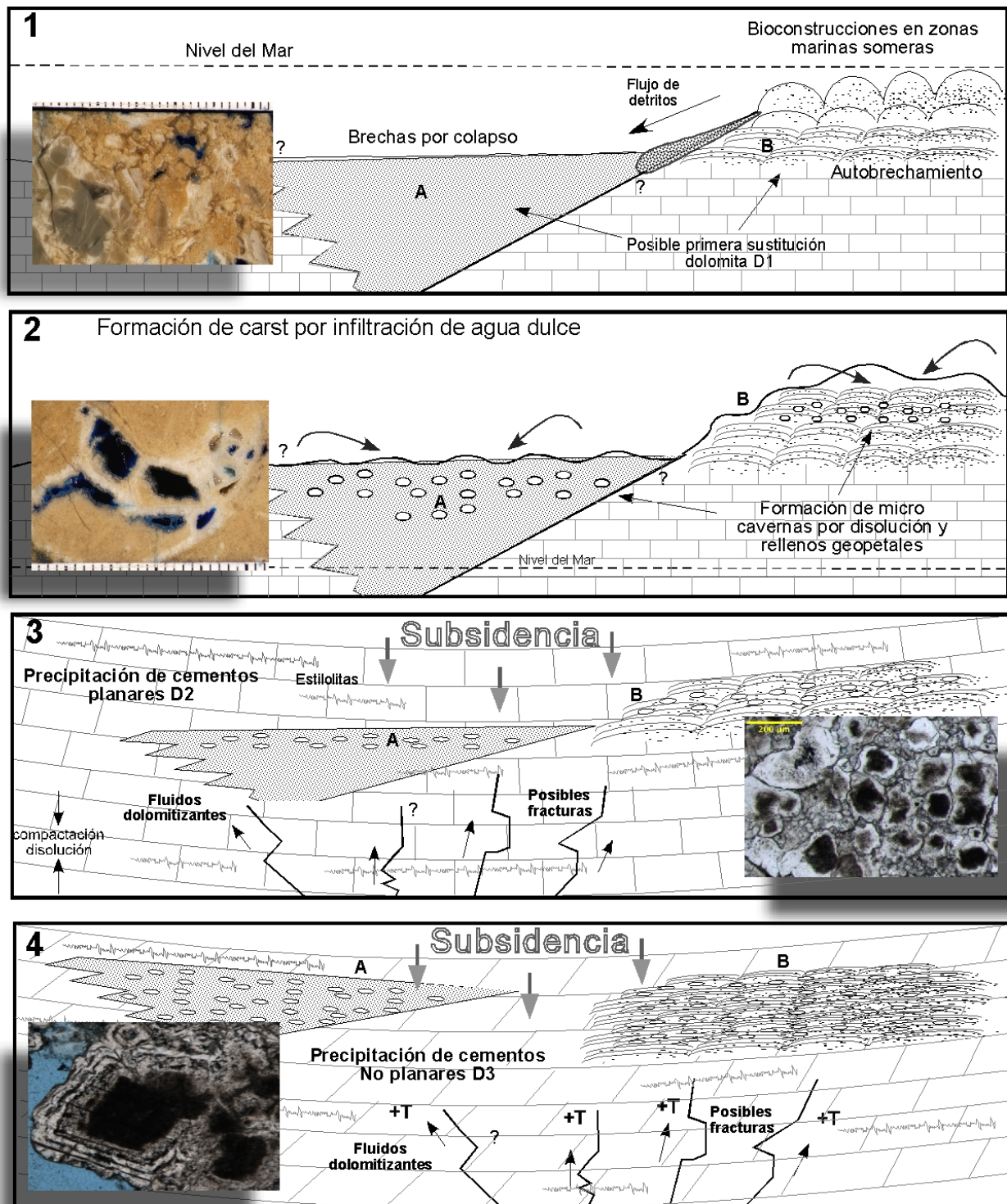


Figura 8.6: Modelo ilustrado de la evolución diagenética de las rocas de los pozos Cástor-1 y Pólux-1. Posibilidad **A**, brechas de colapso formados por la caída de detritos de la plataforma a la cuenca. Posibilidad **B**, autobrechamiento formado por el colapso in situ de tapetes bacterianos. (1) De la formación de las comunidades de microorganismos, a la formación de las brechas y la sustitución de dolomitas D1. (2) Exposición de la secuencia al intemperismo, formación de carst. (3) La secuencia subduce a zonas donde pulsos dolomitizadores precipitan la dolomita planar D2. (4) Se precipitan los últimos cementos No Planares D3, ya sea por la profundidad de la secuencia o por el flujo de fluidos más calientes. El mecanismo de flujo se plantea a través de posibles fracturas o fallas.

8.4. Relevancia del trabajo para la prospección petrolera

Sobre la diagénesis

Los procesos diagenéticos vistos en las rocas estudiadas en este trabajo muestran ciertas tendencias geoquímicas distintas a lo antes observado en la Sonda de Campeche. Estas diferencias plantean una serie de cuestionamientos al modelo general del sistema petrolero que se ha utilizado en México por años. Desde la perspectiva clásica, si las rocas generadoras (con grandes cantidades de materia orgánica) se encuentran a la profundidad de la ventana de generación de hidrocarburos (80°C-150°C), esto generará expulsión y migración de hidrocarburos, y si existe trampa y sello, se puede obtener un yacimiento.

Lo observado en los pozos estudiados es distinto, de acuerdo con Petróleos Mexicanos, pese a que las rocas generadoras del Jurásico Superior se encuentran en la zona de estudio a las profundidades requeridas (por debajo de las rocas estudiadas), no se encontraron evidencias fuertes de migración y carga en ninguna de las muestras observadas, aun cuando estas presentan características de alta calidad como roca almacenadora, con una alta porosidad y permeabilidad.

Los resultados de geoquímica isotópica plantean que las rocas que cortaron los pozos Cástor-1 y Pólux-1 pertenecen a un ambiente diagenético distinto del resto de la Sonda de Campeche. Las características diagenéticas vistas en el resto de la Sonda de Campeche muestran una evolución entre la matriz y los cementos a condiciones de mayor temperatura, y en muchas de ellas se puede correlacionar directamente la migración de hidrocarburos con ciertos pulsos diagenéticos. Una explicación podría ser que lo que controla el sistema petrolero la Sonda de Campeche es de tipo estructural regional, y son los grandes sistemas de fallas del SE de México (Fallas Comalcalco, Frontera y Macuspana) los que controlan la circulación de los fluidos y los hidrocarburos, limitando las zonas de mayor producción de hidrocarburos (Alto de Akal), con las zonas donde no hay producción, como en la zona de estudio de esta tesis hacia los márgenes de la Plataforma de Yucatán

Lo que se puede interpretar de esto es que lo que controla la generación de hidrocarburos no es directamente la subsidencia, sino el papel que tienen los fluidos diagenéticos en la maduración, expulsión y movilización de los hidrocarburos, pues son los fluidos los mayores y más eficientes transmisores de temperatura de la naturaleza.

Sobre las microbialitas

La existencia de microbialitas en zonas petroleras el Golfo de México no es algo nuevo, varios han sido los trabajos que hablan sobre este tipo de formaciones microbiales como rocas almacenadoras

de hidrocarburos en la Formación Smackover en el N del Golfo de México (Mancini, Puckett and Tew, 1996; Mancini and Parcell, 2001; Mancini et al., 2002, 2003, 2004; Mancini, Parcell and Llinás, 2005). En los campos petroleros de Alabama, estas rocas han sido sujeto a exploración desde 1967, donde se encontró el primer campo productor (Toxey) en las microbialitas de la Formación Smackover, y donde se han encontrado más de 50 campos desde entonces. Estos campos suelen ser pequeños, donde a pesar de su tamaño, sus características petrofísicas los hacen reservorios de alta calidad, la porosidad primaria y secundaria producto de dolomitización los han hecho históricamente muy rentables con una producción aproximada a los 100 millones de barriles de crudo (Mancini et al., 2004).

El problema en la prospección de este tipo de rocas, se basa en la pobre correlación que tienen con la estratigrafía de secuencias, la sedimentología predictiva y otro tipo de técnicas sobre la predicción de facies sedimentarias. Estas rocas crecen donde se conjugan los factores geobiológicos, climáticos y químicos ambientales necesarios para su desarrollo, pueden ser en zonas someras en rompientes de olas o en arrecifes profundos en zonas afóticas.

Mancini et al. (2004) propusieron una serie de cambios dentro de la metodología de exploración para tener una mayor certidumbre a la hora de explorar. En el estudio de los campos petroleros de Alabama, se dieron cuenta que los cambios entre las facies poco porosas y las microbialitas (altamente porosas) producía un cambio en la impedancia acústica bastante fuerte. Así, en los últimos años y con el desarrollo de la sísmica 3D de alta resolución y de atributos sísmicos cada vez con mayor detalle, se logro establecer una estrategia basada primero en delinear las anomalías de alto contraste de impedancias (Mancini et al., 2004).

Las rocas estudiadas en este trabajo son muy similares a las estudiadas en el N del Golfo de México. El éxito que han tenido las nuevas técnicas en el N del Golfo de México, plantea una seria posibilidad de que estos estudios puedan aplicarse a la prospección de yacimientos de hidrocarburos en microbialitas en México.

La existencia de formaciones microbialitas en el N del Golfo de México, y el descubrimiento de las microbialitas expuestas en este trabajo, es un aliciente para que comiencen a reformularse ciertos paradigmas de la exploración de hidrocarburos en México.

Capítulo 9

Conclusiones

Se observaron tres generaciones de dolomita (una por sustitución, un cemento planar y un cemento de alta temperatura no planar), entre las cuales se aprecia un periodo de exhumación o circulación de fluidos meteóricos, evidenciado por la aparición de corrosión y brechamiento cárstico, así como la precipitación de cementos geopetales. El grado de dolomitización ha sido tan penetrante que no quedan más que fantasmas de las texturas originales (núcleos sucios en las dolomitas), pero con un estudio a detalle en SEM, aparecieron un gran número de estructuras orgánicas que dan pistas sobre el origen microbiano de estas rocas.

La ausencia de inclusiones fluidas es una de las características más sorprendentes de estas rocas. No se tienen ideas claras del porqué de esta ausencia, pero una de las ideas que se tiene es que posiblemente los procesos de dolomitización fuesen tan pervasivos que reequilibraran a los cristales al grado de expulsar los fluidos atrapados durante las sucesivas transformaciones.

Las concentraciones de isótopos de O y C, son muy homogéneas y se distinguen de otras rocas de la Sonda de Campeche por una evolución diagenética distinta, en donde se observan interacciones de fluidos fríos con la roca encajonante. Lo anterior contrasta con las dolomitas barrocas de alta temperatura encontradas en ambos pozos, lo que supone que probablemente el último de los pulsos dolomitizantes interactuó por un largo tiempo con las rocas, reajustándolas isotópicamente las rocas.

Las altas porosidades vistas en estas rocas son el resultado de una serie de eventos sedimentarios (porosidad primaria) y diagenéticos (porosidad secundaria). La porosidad primaria se observó como poros cuadrangulares, adjudicados a la formación de tapices bacterianos y su subsecuente brechamiento. La porosidad secundaria se relacionó a sucesivos eventos de corrosión (porosidad cristal móldica y por microcavernosidades) y por la precipitación de cementos de dolomita (porosidad intercrystalina).

El protolito original se catalogó como microbialita, rocas organosedimentarias producto de la actividad de microorganismos. De acuerdo a la literatura y las observaciones realizadas en las rocas, son las cianobacterias uno de los probables bioconstructores de las rocas de los pozos Cástor-1 y Pólux-1. Estas rocas no habían sido reportadas con anterioridad en la Sonda de Campeche y debido a que su ambiente de formación más cotidiano son en arrecifes proximales al continente, estas rocas pueden ser remanentes de un sistema de arrecifes mixtos distribuidos por el SE de México durante el Mesozoico.

Durante la perforación, los dos pozos manifestaron pérdida de lodo de perforación y problemas en la recuperación de muestras de canal, por lo que se infiere que la alta porosidad observada en los núcleos es relativamente constante durante todo el intervalo denominado por Petróleos Mexicanos como Cretácico. Esta porosidad tan alta (>30 %) sugiere la existencia de un régimen hidrogeológico que mantuviese en equilibrio las presiones en la roca (litostática e hidostática) para mantener las estructuras bioconstruccionales sin colapsar a profundidades de más de 4,000 m. Este régimen hidrogeológico mantuvo aislada a la roca y los fluidos que esta contiene durante la última parte de la historia diagenética, hecho que probablemente sirvió para reajustar isotópicamente la roca.

Al no tener fósiles índice, minerales fechables o una secuencia estratigráfica análoga a otras rocas ya estudiadas, es difícil establecer un marco cronoestratigráfico para estas rocas. Petróleos Mexicanos asigna la edad a estas rocas con base en afinidades sísmicas y eléctricas, sin embargo estas no son suficientes para establecer con certeza la edad de las microbialitas estudiadas.

Como lo reflejan las evidencias texturales de las rocas, estas están formadas por brechamientos que pueden explicarse como autocolapsos dentro de un mismo arrecife, movimientos de masas de rocas (MTC, Mass transform Complexes) o quizás partes proximales de los depósitos de la brecha de impacto del Chixulub.

Comparando los resultados de los trabajos realizados por el grupo “Geofluidos” del CGEO de la UNAM en el SE de México (Cuencas del Sureste, Macuspana, Campos Poc, Chuc y Cantarell) con los resultados obtenidos en este trabajo, se observa que las rocas mesozoicas aquí descritas han visto una historia diagenética y de deposición distinta a el resto del SE de México.

Pese a que los pozos de Cástor-1 y Pólux-1 se encuentran a escasos kilómetros de la zona productora de los campos del complejo cantarell, no existe manifestación alguna de hidrocarburos reportada, lo que implica que probablemente el control de la distribución de hidrocarburos es más estructural que por gradientes geotérmicos o estratigrafía.

Las rocas estudiadas en este trabajo son las primeras evidencias de microbialitas dolomitizadas antiguas en México, pero no en el Golfo de México. Las rocas microbianas de la Formación Smackover en el N del Golfo de México, representan importantes yacimientos históricos de petróleo

altamente dolomitizados. Para el caso de México estas rocas pueden representar nuevos objetivos de exploración.

Parte IV

Bibliografía

Bibliografía

- Aitken, JD. 1967. "Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta." *Journal of Sedimentary Research* 37(4):1163–1178.
- Aitken, JD and G.M. Narbonne. 1989. "Two occurrences of Precambrian thrombolites from the Mackenzie Mountains, northwestern Canada." *Palaios* 4(4):384–388.
- Allan, JR and WD Wiggins. 1993. Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution. In *AAPG Annual Reunion*. American Association of Petroleum Geologists.
- Amand, A.S., R.B. Hoover, G.A. Jerman, J. Coston, A.Y. Rozanov and S.E.T. II. 2005. "Morphology and elemental composition of recent and fossil cyanobacteria (Proceedings Paper)." *SPIE* 5906:1–15.
- Amils, R., E. González-Toril, D. Fernández-Remolar, F. Gómez, N. Rodríguez and C. Durán. 2000. Geomicrobiology of an extreme acidic environment: the Tinto River case. In *AGU Spring Meeting*.
- Anderson, GM and J. Thom. 2008. "The role of thermochemical sulfate reduction in the origin of Mississippi Valley-type deposits. II. Carbonate-sulfide relationships." *Geofluids* 8(1):27–34.
- Anderson, T.H. and V.A. Schmidt. 1983. "The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time." *Bulletin of the Geological Society of America* 94(8):941–966.
- Angeles-Aquino, F. 2006. "Monografía petrolera de la Zona Marina." *Memoria de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 1:77.
- Angeles-Aquino, F. and A. Cantú-Chapa. 2001. "Subsurface Upper Jurassic Stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of Mexico." *Memoirs-AAPG AAPG Memoir* 75:343–352.
- Angeles-Aquino, J.L., J.M. Ruiz, M.A.F. Flores and J.H. Garcia. 2003. "The Sihil Field: Another Giant Below Cantarell, Offshore Campeche, Mexico." *The Leading Edge* Julio:761–762.

- Arvidson, R.S. and F.T. Mackenzie. 1996. "Tentative kinetic model for dolomite precipitation rate and its application to dolomite distribution." *Aquatic Geochemistry* 2(3):273–298.
- Arvidson, R.S. and F.T. Mackenzie. 1999. "The dolomite problem: control of precipitation kinetics by temperature and saturation state." *American Journal of Science* 299:257–288.
- Baker, P.A. and M. Kastner. 1981. "Constraints on the Formation of Sedimentary Dolomite." *Science* 213(4504):214–216.
- Bartolini, C. and K. Mickus. 2001. "Tectonic Blocks, Magmatic Arcs, and Oceanic Terrains: A Preliminary Interpretation Based on Gravity, Outcrop, and Subsurface Data, Northeast-central Mexico." *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems* AAPG Memoir 79:178.
- Bartolini, C., R.T. Buffler and J.F. Blickwede. 2003. *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*. American Association of Petroleum Geologists.
- Bethke, CM and S. Marshak. 1990. "Brine Migrations Across North America-The Plate Tectonics of Groundwater." *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences* 18(1):287–315.
- Bird, D., and K. Burke. 2006. "Pangea breakup: Mexico, Gulf of Mexico, and Central Atlantic Ocean."
- Braga, J.C., J.M. Martin and R. Riding. 1995. "Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain." *Palaios* 10(4):347–361.
- Brock, T.D., M.T. Madigan, J.M. Martinko and J. Parker. 1982. *Biology of Microorganisms*. Prentice Hall.
- Budd, DA. 1997. "Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin." *Earth Science Reviews* 42(1-2):1–47.
- Buffler, RT, JS Watkins, JL Worzel and FJ Shaub. 1980. Structure and early geologic history of the deep central Gulf of Mexico. In *Proceedings, Symposium on the origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean: Baton Rouge, Louisiana State University, School of Geoscience*. pp. 3–16.
- Burkart, B. 1978. "Offset across the Polochic Fault of Guatemala and Chiapas, Mexico." *Geology* 6(6):328–332.
- Burkart, B., BC Deaton, C. Dengo and G. Moreno. 1987. "Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polóchic Fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large Neogene displacement." *Tectonics* 6(4):411–422.

- Burke, WH, RE Denison, EA Hetherington, RB Koepnick, HF Nelson and JB Otto. 1982. "Variation of seawater $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ throughout Phanerozoic time." *Geology* 10(10):516–519.
- Burne, R.V. and L.S. Moore. 1987. "Microbialites; organosedimentary deposits of benthic microbial communities." *Palaios* 2(3):241–254.
- Cantú-Chapa, A. and E. Ortuño. 2003. "The Tithonian (Upper Jurassic) Edzna Formation, an important hydrocarbon reservoir of the Campeche Shelf, Gulf of Mexico." *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. American Association of Petroleum Geologists Memoir* 79:305–311.
- Carrillo-Chavez, A., J. Tritlla, G. Levresse, B.A. Mendez-Ortiz and H. Lamadrid. 2006. Caracterización de rocas sello, geoquímica de los procesos diagenéticos y de las salmueras petroleras en la Cuenca del Sureste: Implicaciones en la génesis de las dolomitas y en la migración y dinámica de los fluidos petroleros. Technical report UNAM-PEMEX.
- Chafetz, H.S. 1986. "Marine peloids; a product of bacterially induced precipitation of calcite." *Journal of Sedimentary Research* 56(6):812–817.
- Chafetz, H.S. and C. Buczynski. 1992. "Bacterially induced lithification of microbial mats." *Palaios* 7(3):277–293.
- Chafetz, H.S. and R.L. Folk. 1984. "Travertines; depositional morphology and the bacterially constructed constituents." *Journal of Sedimentary Research* 54(1):289–316.
- Chafetz, H.S. and S.A. Guidry. 1999. "Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation." *Sedimentary Geology* 126(1-4):57–74.
- Chernikoff, A., J.G. Hernández and R. Schatzinger. 2006. "Mesozoic extensional tectonics: its impact on oil accumulations in Campeche Sound, Gulf of Mexico." *The Leading Edge* 25:1224.
- Craig, H. 1961. "Isotopic variations in meteoric waters." *Science* 133(3465):1702.
- Dravis, J.J. and D.A. Yurewicz. 1985. "Enhanced carbonate petrography using fluorescence microscopy." *Journal of Sedimentary Research* 55(6):795–804.
- Dupraz, C. and A. Strasser. 1999. "Microbialites and micro-encrusts in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura mountains)." *Facies* 40(1):101–129.
- Dupraz, C. and A. Strasser. 2002. "Nutritional Modes in Coral-Microbialite Reefs (Jurassic, Oxfordian, Switzerland): Evolution of Trophic Structure as a Response to Environmental Change." *Palaios* 17(5):449–471.

- Esteban, M. and C. Taberner. 2003. "Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines." *Journal of Geochemical Exploration* 78:355–359.
- Ezaki, Y., J. Liu and N. Adachi. 2003. "Earliest Triassic Microbialite Micro-to Megastructures in the Huaying Area of Sichuan Province, South China: Implications for the Nature of Oceanic Conditions after the End-Permian Extinction." *Palaios* 18(4-5):388–402.
- Ezaki, Y., J. Liu, T. Nagano and N. Adachi. 2008. "Geobiological Aspects of the Earliest Triassic Microbialites Along the Southern Periphery of the Tropical Yangtze Platform: Initiation and Cessation of a Microbial Regime." *Palaios* 23(6):356–369.
- Ferris, FG, JB Thompson and TJ Beveridge. 1997. "Modern freshwater microbialites from Kelly Lake." *British Columbia, Canada. Palaios* 12:213–219.
- Folk, R.L. 1993. "SEM imaging of bacteria and nanobacteria in carbonate sediments and rocks." *Journal of Sedimentary Research* 63(5):990–999.
- Folk, RL and HS Chafetz. 2000. *Microbial Sediments*. Springer chapter 6 Bacterially induced microscale and nanoscale carbonate precipitates, p. 10.
- Gat, JR. 1996. "Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle." *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences* 24(1):225–262.
- Given, R.K. and B.H. Wilkinson. 1987. "Dolomite abundance and stratigraphic age; constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation." *Journal of Sedimentary Research* 57(6):1068–1078.
- Godinez-Urban, A., RS Molina-Garza, A. Iriondo and JW Geissman. 2008. Paleomagnetism of the Todos Santos Formation in the Maya Block, Chiapas, Mexico: Preliminary Results. In *American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract# GP51A-0737*.
- Goldhammer, RK. 1999. "Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of north-east Mexico." *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico* AAPG Memoir 75:45–82.
- Goldhammer, RK and CA Johnson. 2001. "Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic Evolution and Sequence-stratigraphic Framework of the Northwest Gulf of Mexico Rim." *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems (C. Bartolini, RT Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds.): AAPG Memoir* 75:45–81.
- Golubic, S., L. Seong-Joo and KM Browne. 2000. *Microbial Sediments*. Vol. 40 Springer-Verlag chapter 8 Cyanobacteria: architects of Sedimentary Structures, p. 11.

- Gonfiantini, R. 1978. "Standards for stable isotope measurements in natural compounds." *Nature* 271(5645):534–536.
- Grajales-Nishimura, J.M. 2001. Origen, diagénesis e importancia petrolera de la secuencia carbonatada del límite Cretácico-Terciario en el sureste de Mexico PhD thesis Universidad Nacional Autónoma de México.
- Grajales-Nishimura, J.M., E. Cedillo-Pardo, C. Rosales-Dominguez, D.J. Moran-Zenteno, W. Alvarez, P. Claeys, J. Ruiz-Morales, J. Garcia-Hernandez, P. Padilla-Avila and A. Sanchez-Rios. 2000. "Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields." *Geology* 28(4):307–310.
- Grajales-Nishimura, J.M., E. Cedillo-Pardo and R. Martínez-Ibarra. 2000. Burial dolomitization of the KT carbonate breccia, subsurface Campeche, Southeastern Mexico. In *2000 AAPG Annual Meeting*.
- Grajales-Nishimura, JM, G. Murillo, C. Rosales, E. Cedillo and J. García. 2003. "Heterogeneity of lithoclast composition in the deep-water carbonate breccias of the K/T Campeche." *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 79:312–329.
- Gregg, J.M., S.A. Howard and S.J. Mazzullo. 1992. "Early diagenetic recrystallization of Holocene (<3000 years old) peritidal dolomites." *Ambergris Cay, Belize: Sedimentology* 39:143–160.
- Guzmán-Speziale, M. and JJ Meneses-Rocha. 2000. "The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico." *Journal of South American Earth Sciences* 13(4-5):459–468.
- Guzman-Vega, M.A., L.C. Ortz, J.R. Roman-Ramos, L. Medrano-Morales, L.C. Valdez, E. Vazquez-Covarrubias and G. Ziga-Rodriguez. 2001. "Classification and Origin of Petroleum in the Mexican Gulf Coast Basin: An Overview." *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems AAPG Memoir* 75:127–142.
- Guzzy-Arredondo, G.S., G. Murillo-Muñetón, D.J. Morán-Zenteno, J.M. Grajales-Nishimura, R. Martínez-Ibarra and P. Schaaf. 2007. "High-temperature dolomite in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Bustamante Canyon, northeast Mexico: petrologic, geochemical and microthermometric constraints." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(2):131–149.
- Hardie, LA. 1987. "Perspectives of dolomitization: A critical review of some current views: ." *Journal of Sedimentary Petrology* V. 57:166–183.

- Hardie, L.A. 1996. "Secular variation in seawater chemistry; an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 my." *Geology* 24(3):279–283.
- Heydari, E. 1997. "Hydrotectonic models of burial diagenesis in platform carbonates based on formation water geochemistry in North American sedimentary basins." *Basin-wide diagenetic patterns: integrated petrologic, geochemical, and hydrologic considerations* p. 53.
- Hirsch, R.L. 2005. "The Inevitable Peaking of World Oil Production." *The Atlantic Council of the United States* 16(3):10.
- Holland, H.D., J. Horita and W.E. Seyfried. 1996. "On the secular variations in the composition of Phanerozoic marine potash evaporites." *Geology* 24(11):993–996.
- Hood, S.D., C.S. Nelson and P.J.J. Kamp. 2004. "Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand." *Sedimentary Geology* 172(1-2):117–138.
- Hovland, M. 2002. "On the self-sealing nature of marine seeps." *Continental Shelf Research* 22(16):2387–2394.
- Hovland, M. and AG Judd. 1988a. *Seabed Pockmarks and Seepages*. Graham & Trotman.
- Hovland, M. and A.G. Judd. 1988b. *Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology and the marine environment*. Graham & Trotman.
- Hovland, M., A.G. Judd and L.H. King. 1984. "Characteristic features of pockmarks on the North Sea Floor and Scotian Shelf." *Sedimentology* 31(4):471–480.
- Hovland, M., M.R. Talbot, H. Qvale, S. Olaussen and L. Aasberg. 1987. "Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea." *Journal of Sedimentary Research* 57(5):881–892.
- Humphrey, J.D. and T.M. Quinn. 1989. "Coastal mixing zone dolomite, forward modeling, and massive dolomitization of platform-margin carbonates." *Journal of Sedimentary Research* 59(3):438–454.
- Insalco, E., A. Hallam and B. Rosen. 1997. "Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model." *Sedimentology* 44(4):707–734.
- Kamber, B.S. and G.E. Webb. 2001. "The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65(15):2509–2525.

- Kelts, K. and JA McKenzie. 1982. "Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of Deep Sea Drilling Project Leg 64, Gulf of California." *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 64(pt 2):553–569.
- Kempe, S. and J. Kazmierczak. 2004. "Hydrochemical key to the genesis of calcareous non-laminated and laminated cyanobacterial microbialites." *Algae and Cyanobacteria in Extreme Environments* 11:240–254.
- Kennard, J.M. and N.P. James. 1986. "Thrombolites and stromatolites; two distinct types of microbial structures." *Palaios* 1(5):492–503.
- Khorasani, G.K. 1987. "Novel development in fluorescence microscopy of complex organic mixtures: application in petroleum geochemistry." *Organic geochemistry* 11(3):157–168.
- Knoll, A.H., I.J. Fairchild and K. Swett. 1993. "Calcified microbes in Neoproterozoic carbonates; implications for our understanding of the Proterozoic/Cambrian transition." *Palaios* 8(6):512–525.
- Lamadrid, H. 2007. Genesis de los yacimientos de celestina y fluorita del distrito minero El Tule, Coahuila, México. Master's thesis Instituto Tecnológico de Cd. Madero.
- Land, LS. 1985. "The origin of massive dolomite." *J. Geol. Educ* 33:112–125.
- Land, LS. 1989. "The carbon and oxygen isotopic chemistry of surficial Holocene shallow marine carbonate sediment and Quaternary limestone and dolomite." *Handbook of environmental isotope geochemistry* 3:191–217.
- Land, L.S. 1998. "Failure to Precipitate Dolomite at 25°C from Dilute Solution Despite 1000-Fold Oversaturation after 32 Years." *Aquatic Geochemistry* 4(3):361–368.
- Lawton, TF, FJ Vega, KA Giles and C. Rosales-Dominguez. 2001. "Stratigraphy and Origin of the La Popa Basin, Nuevo Leon and Coahuila, Mexico." *Memoirs-AAPG AAPG Memoir* 75:219–240.
- Leach, D.L. and E.L. Rowan. 1986. "Genetic link between Ouachita foldbelt tectonism and the mississippi valley-type lead-zinc deposits of the Ozarks." *Geology* 14(11):931–935.
- Leinfelder, R.R. 1993. Upper Jurassic reef types and controlling factors. Technical report Inst. f. Geologie u. Paläontologie.
- Leinfelder, R.R. and D.U. Schmid. 2000. *Mesozoic Reefal Thrombolites and Other Microbolites*. Springer chapter Mesozoic Reefal Thrombolites and Other Microbolites, p. 6.
- Leinfelder, RR, DU Schmid, M. Nose and W. Werner. 2002. "Jurassic reef patterns-the expression of a changing globe." *Special Publication-SEPM* 72:465–520.

- Leinfelder, R.R., M. Krautter, R. Laternser, M. Nose, D.U. Schmid, G. Schweigert, W. Werner, H. Keupp, H. Brugger, R. Herrmann et al. 1994. "The origin of Jurassic reefs: Current research developments and results." *Facies* 31(1):1–56.
- Leinfelder, R.R., M. Nose, D.U. Schmid and W. Werner. 1993. "Microbial crusts of the late jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction." *Facies* 29(1):195–229.
- Levresse, G., Bourdet J., Tritlla J., Pironon J. and Carrillo-Chavez A. 2006. Brine and hydrocarbon evolution in a salt diapir oil field related. In *"Plays y yacimientos de aceite y gas en rocas carbonatadas"* *Symposium de la Asociacion Mexicana de Geologos Petroleros, Cd de Carmen, México.*
- Machel, H.G. 2000. "Dolomite Formation in Caribbean Islands: Driven by Plate Tectonics?!" *Journal of Sedimentary Research* 70(5):977–984.
- Machel, HG and EW Mountjoy. 1990. "Coastal mixing zone dolomite, forward modeling, and massive dolomitization of platform-margin carbonates–Discussion." *Journal of Sedimentary Petrology* 60:1008–1012.
- Machel, H.G., H.R. Krouse and R. Sassen. 1995. "Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction." *Applied Geochemistry* 10(4):373–389.
- Machel, H.G. and P.A. Cavell. 1999. "Low-flux, tectonically-induced squeegee fluid flow ("hot flash") into the Rocky Mountain Foreland Basin." *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 47(4):510–533.
- Mancini, E.A., J.C. Llinas, W.C. Parcell, M. Aurell, B. Badenas, R.R. Leinfelder and D.J. Benson. 2004. "Upper Jurassic thrombolite reservoir play, northeastern Gulf of Mexico." *AAPG Bulletin* 88(11):1573–1602.
- Mancini, E.A., M. Aurell, B. Bádenas, W.C. Parcell and J.C. Llinas. 2003. Upper Jurassic Microbial Outcrop Analogs for Characterization of Thrombolitic Reserviors in the Northern Gulf of Mexico. In *AAPG Annual Meeting 2003.*
- Mancini, E.A., T.M. Puckett and B.H. Tew. 1996. "Integrated biostratigraphic and sequence stratigraphic framework for Upper Cretaceous strata of the eastern Gulf Coastal Plain, USA." *Cretaceous Research* 17(6):645–669.
- Mancini, E.A. and W.C. Parcell. 2001. "Outcrop Analogs for Reservoir Characterization and Modeling of Smackover Microbial Reefs in the Northeastern Gulf of Mexico Area." *Transactions-Gulf Coast Association fo Geological Societies* 1:207–218.

- Mancini, E.A., W.C. Parcell and J.C. Llinás. 2005. Upper Jurassic and Lower Cretaceous Thrombolite and Coral-Thrombolite Buildup Development in Shelf to Ramp Settings in the Northern Gulf of Mexico. In *2005 AAPG Annual Convention*.
- Mancini, E.A., W.C. Parcell, M. Badali, J.C. Llinas and T.M. Puckett. 2002. Mesozoic Thrombolitic Reef Play, Northeastern Gulf of Mexico. In *AAPG Annual Meeting 2002*.
- Marshall, D.J. 1988. "Cathodoluminescence of geological materials." *Allen Unwin, Boston* 1:146.
- Martínez-Ibarra, R. 2009. Dolomitización y generación de porosidad vugular en la brecha K/T del Campo Cantarell, Zona Marina-Campeche PhD thesis Universidad Nacional Autónoma de México.
- Martinez-Ibarra, R., J. Tritlla, E. Cedillo-Pardo, JM Grajales-Nishimura and G. Murillo-Muñetón. 2003. "Brine and hydrocarbon evolution during the filling of the Cantarell Oil Field (Gulf of Mexico)." *Journal of Geochemical Exploration* 78:399–403.
- Mazzullo, S.J., A.M. Reid and J.M. Gregg. 1987. "Dolomitization of Holocene Mg-calcite supratidal deposits, Ambergris Cay, Belize." *Bulletin of the Geological Society of America* 98(2):224–231.
- Mazzullo, S.J., W.D. Bischoff and C.S. Teal. 1995. "Holocene shallow-subtidal dolomitization by near-normal seawater, northern Belize." *Geology* 23(4):341–344.
- McCrea, J.M. 1950. "On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale." *The Journal of Chemical Physics* 18:849.
- Medina, G.S. 2001. "Tertiary Zonation Based on Planktonic Foraminifera from the Marine Region of Campeche, Mexico." *Memoirs-AAPG AAPG Memoir* 75:397–420.
- Mendez-Ortiz. 2007. Geoquímica e isotopía de aguas de formación de campos mesozoicos de la cuenca del sureste de México: implicación en su origen, evolución e interacción agua-roca en yacimientos petroleros PhD thesis Centro de Geociencias, UNAM.
- Meneses-Rocha, J.J. 1991. "Tectonic development of the Ixtapa graben." *University of Texas at Austin, Ph. D. Dissertation* 425.
- Meneses-Rocha, J.J. 2001. "Tectonic Evolution of the Ixtapa Graben, an Example of a Strike-slip Basin of Southeastern Mexico: Implications for Regional Petroleum Systems." *Memoirs-AAPG AAPG Memoir* 75:183–218.
- Molina-Garza, R.S., R. Van der Voo and J. Urrutia-Fucugauchi. 1992. "Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico; evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico." *Bulletin of the Geological Society of America* 104(9):1156–1168.

- Moore, CH. 1989. *Carbonate Diagenesis and Porosity*. New York, NY; Elsevier Science Pub. Co. Inc.
- Morrow, DW and BD Ricketts. 1986. "Chemical controls on the precipitation of mineral analogues of dolomite; the sulfate enigma." *Geology* 14(5):408–410.
- Munz, I.A. 2001. "Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics, analytical methods and applications." *LITHOS* 55(1-4):195–212.
- Nesse, W.D. and D.J. Schulze. 1991. *Introduction to optical mineralogy*. Oxford University Press New York.
- Neuweiler, F. 1993. "Development of albian microbialites and microbialite reefs at marginal platform areas of the Vasco-Cantabrian Basin (Soba reef area, Cantabria, N. Spain)." *Facies* 29(1):231–249.
- Nordeng, S.H. and D.F. Sibley. 1996. "A crystal growth rate of equation for ancient dolomites; evidence for millimeter-scale flux-limited growth." *Journal of Sedimentary Research* 66(3):477–481.
- Padilla-Sanchez, R.J. 2007. "Evolución geológica del Sureste Mexicano desde el Mesozoico al Presente en el contexto regional del Golfo de México." *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, ISSN* 59(1):19–42.
- Pindell, J. and L. Kennan. 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. In *Transactions, Petroleum systems of deep-water basins: global and Gulf of Mexico experience. GCSSEPM 21st Annual Research Conference, Houston, Texas, GCSSEPM*. pp. 193–220.
- Pindell, J., L. Kennan, KP Stanek, WV Maresch and G. Draper. 2006. "Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved." *Geologica Acta* 4(1-2).
- Pindell, J.L. 1985. "Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean." *Tectonics* 4(1):1–39.
- Pironon, J., M. Canals, J. Dubessy, F. Walgenwitz and C. Laplace-Builhe. 1998. "Volumetric reconstruction of individual oil inclusions by confocal scanning laser microscopy." *European Journal of Mineralogy* 10(6):1143.
- Radke, B.M. and R.L. Mathis. 1980. "On the formation and occurrence of saddle dolomite." *Journal of Sedimentary Research* 50(4):1149–1168.
- Riding, R. 2000. "Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms." *Sedimentology* 47(s1):179–214.

- Riding, R. 2002. "Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories." *Earth Science Reviews* 58(1-2):163–231.
- Riding, R. 2005. "Phanerozoic reefal microbial carbonate abundance: comparisons with metazoan diversity, mass extinction events, and seawater saturations state." *Revista Española de Micropaleontología* 37(1):23–39.
- Riding, R. 2006. "Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic-Cambrian changes in atmospheric composition." *Geobiology* 4(4):299–316.
- Riding, R., J.M. Martin and J.C. Braga. 1991. "Coral-stromatolite reef framework, Upper Miocene, Almeria, Spain." *Sedimentology* 38(5):799–818.
- Riding, R. and L. Liang. 2005. "Geobiology of microbial carbonates: metazoan and seawater saturation state influences on secular trends during the Phanerozoic." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219(1-2):101–115.
- Riding, R. and SM Awramik. 2000. *Microbial sediments*. Springer.
- Rosenfeld, JH. 2003. "Economic potential of the Yucatan block of Mexico, Guatemala, and Belize." *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean-Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 79:340–348.
- Salvador, A. 1987. "Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin." *AAPG Bulletin* 71(4):419–451.
- Salvador, A. 1991. "Origin and development of the Gulf of Mexico basin." *The Gulf of Mexico Basin* pp. 389–444.
- Santamaria, OD and B. Horsfield. 2004. "Gas generation potential of Upper Jurassic (Tithonian) source rocks in the Sonda de Campeche, Mexico." *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir* 79:349–363.
- Sheppard, S.M.F. 1986. "Characterization and isotopic variations in natural waters." *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 16(1):165–183.
- Sibley, D.F. and J.M. Gregg. 1987. "Classification of dolomite rock textures." *Journal of Sedimentary Research* 57(6):967–975.
- Sibley, D.F., S.H. Nordeng and M.L. Borkowski. 1994. "Dolomitization kinetics of hydrothermal bombs and natural settings." *Journal of Sedimentary Research* 64(3 a):630–637.
- Sperber, CM, BH Wilkinson and DR Peacor. 1984. "Rock composition, dolomite stoichiometry, and rock/water reactions in dolomitic carbonate rocks." *Journal of Geology* 92:609–622.

- Swisher, C.C., J.M. Grajales-Nishimura, A. Montanari, S.V. Margolis, P. Claeys, W. Alvarez, P. Renne, E. Cedillo-Pardo, F.J.M.R. Maurrasse, G.H. Curtis et al. 1992. "Coeval $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages of 65.0 Million Years Ago from Chicxulub Crater Melt Rock and Cretaceous-Tertiary Boundary Tektites." *Science* 257(5072):954–958.
- Tritlla, J., E. Cardellach and ZD Sharp. 2001. "Origin of vein hydrothermal carbonates in triassic limestones of the Espadán Ranges (Iberian Chain, E Spain)." *Chemical Geology* 172(3-4):291–305.
- Tritlla, J., G. Levresse, M. Esteban, H. Lamadrid and A. Carrillo. 2008. Procesos diageneticos en carbonatos de aguas profundas del Golfo de Mexico y su influencia en el Sistema Petrolero. Technical report UNAM-REPSOL.
- Turner, E.C., N.P. James and G.U.Y.M. Narbonne. 2000. "Taphonomic Control on Microstructure in Early Neoproterozoic Reefal Stromatolites and Thrombolites." *Palaios* 15(2):87–111.
- Van Lith, Y., R. Warthmann, C. Vasconcelos and J.A. McKenzie. 2003a. "Microbial fossilization in carbonate sediments: a result of the bacterial surface involvement in dolomite precipitation." *Sedimentology* 50(2):237–245.
- Van Lith, Y., R. Warthmann, C. Vasconcelos and J.A. Mckenzie. 2003b. "Sulphate-reducing bacteria induce low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation." *Geobiology* 1(1):71–79.
- Vasconcelos, C. and J.A. McKenzie. 1997. "Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil)." *Journal of Sedimentary Research* 67(3):378–390.
- Vasconcelos, C., J.A. McKenzie, R. Warthmann and S.M. Bernasconi. 2005. "Calibration of the $\delta^{18}\text{O}$ paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments." *Geology* 33(4):317–320.
- Walker, G. and S. Burley. 1991. "Luminescence petrography and spectroscopic studies of diagenetic minerals." *Luminescence Microscopy: Quantitative and Qualitative Aspects: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes* 11:83–96.
- Ward, WC and RB Halley. 1985. "Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, late Pleistocene, northeastern Yucatan Peninsula." *Journal of Sedimentary Research* 55(3):407–420.
- Warren, J. 2000. "Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations." *Earth Science Reviews* 52(1-3):1–81.
- Warren, JK. 1989. *Evaporite Sedimentology*. Englewood Cliffs, NJ.

Webb, G.E. 1996. "Was Phanerozoic reef history controlled by the distribution of non-enzymatically secreted reef carbonates (microbial carbonate and biologically induced cement)?" *Sedimentology* 43(6):947-971.