



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS DEL SW DE LA PLATAFORMA DE ACTOPAN DEL CRETÁCICO INFERIOR, ESTADO DE HIDALGO

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

GRISELDA ABASCAL HERNÁNDEZ

TUTOR PRINCIPAL

DR. GUSTAVO MURILLO MUÑETÓN (Instituto Mexicano del Petróleo)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. MICHELANGELO MARTINI (Instituto de Geología, UNAM)

DRA. ANA LUISA CARREÑO (Instituto de Geología, UNAM)

DR. RICARDO BARRAGÁN MANZO (Instituto de Geología, UNAM)

DR. GILBERTO SILVA ROMO (Facultad de Ingeniería, UNAM)

MÉXICO, D.F., OCTUBRE DE 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS DEL SW DE LA PLATAFORMA DE ACTOPAN DEL CRETÁCICO INFERIOR, ESTADO DE HIDALGO.

RESUMEN

Este estudio estratigráfico y sedimentológico está enfocado en el establecimiento, por primera vez, de un marco de estratigrafía de secuencias para un sistema mixto terrígeno-carbonatado del Cretácico Inferior en la Plataforma de Actopan. Las rocas sedimentarias más antiguas y mejor expuestas afloran al SW de esta plataforma, en las cercanías del poblado El Mendoza, Hgo. y consisten en una sucesión sedimentaria de al menos 700 m de espesor. La unidad más antigua, expuesta parcialmente, corresponde a la Formación Santuario y la unidad más joven es parte de la Formación El Abra. Adicionalmente, se evaluó la posible procedencia de los sedimentos terrígenos de la Formación Santuario.

La Formación Santuario es una sucesión sedimentaria terrígena-carbonatada de 324 m de espesor y consiste de: (A) facies terrígenas continentales y marinas someras depositadas por sistemas fluviales y deltaicos y (B) facies carbonatadas de submarea somera depositadas en interior de plataforma (laguna). Esta unidad tiene en la base de la sección estratigráfica estudiada un horizonte de toba vitro-cristalina depositado en condiciones marinas. La Formación El Abra es una sucesión exclusivamente calcárea y se estudiaron 376 m; consiste de facies de aguas someras típicas de interior de plataforma (laguna) que varían de submarea a supramarea. De acuerdo a edades U-Pb de los circones de la toba vitro-cristalina (127 ± 1 Ma) y a la asociación fósil identificada, el rango cronoestratigráfico de estas formaciones es del Barremiano superior al Aptiano inferior.

Con base al marco cronoestratigráfico y asumiendo una tasa de sedimentación constante, las facies se apilan formando parasecuencias o ciclos de quinto orden cuyo espesor varía de 1 a 13 m; estos a su vez forman secuencias de alta frecuencia de cuarto orden cuyos espesores varían de 15 a 71 m. Las secuencias de cuarto orden también se apilan formando secuencias depositacionales de tercer orden, cuyos espesores varían de 176 a 323 m. Tres secuencias depositacionales (SD) fueron identificadas, nombradas informalmente de la más antigua a la más joven: SD-1, SD-2 y SD-3. Las SD-1 y SD-2 son correlacionables posiblemente con los ciclos eustáticos más jóvenes identificados para el Barremiano-Aptiano y con las dos secuencias depositacionales más antiguas propuestas en la Formación Cupido en el noreste de México. La arquitectura estratigráfica de la Plataforma de Actopan en el Barremiano Tardío-Aptiano Temprano estuvo controlada

esencialmente por el espacio de acomodo, controlado a su vez por la eustasia, y la tasa de sedimentación. Se infiere que las areniscas de la Formación Santuario proceden de un alto de basamento, ubicado posiblemente al oriente de Actopan, el cual aportó detritos a través de sistemas fluviales no muy vigorosos hacia el área de estudio. La toba de la parte inferior de la Formación Santuario se asocia posiblemente al evento volcánico del Cretácico Temprano documentado en el área de Tolimán, Oro.

SEQUENCE STRATIGRAPHY OF THE SW OF THE ACTOPAN PLATFORM, LOWER CRETACEOUS, HIDALGO STATE.

ABSTRACT

This stratigraphic and sedimentological study is focused on the establishment, for the first time, of a sequence stratigraphy framework for a Lower Cretaceous mixed terrigenous-carbonate system in the Actopan Platform. The oldest and best exposed sedimentary rocks crop out southwest of this platform, nearby the town El Mendoza in the Hidalgo State. They consist of a sedimentary succession of at least 700 m of thickness. The oldest unit, partially exposed, corresponds to the Santuario Formation whereas the youngest unit is part of the El Abra Formation. Furthermore, the possible provenance of the terrigenous sediments of the Santuario Formation was evaluated.

The Santuario Formation is a, 324 m-thick, terrigenous-carbonate sedimentary succession and consists of: (A) continental and shallow marine terrigenous facies deposited by fluvial and deltaic systems and (B) shallow subtidal carbonate facies deposited in an inner platform (lagoon). This unit has at the bottom of the studied stratigraphic section a vitro-crystalline tuff horizon deposited under marine conditions. El Abra Formation is an exclusively calcareous succession and 376 m of it were studied. This unit consists of typical shallow facies of inner platform (lagoon) that vary from subtidal to supratidal environments. According to U-Pb zircon ages from the vitro-crystalline tuff horizon (127 ± 1 Ma) and to the identified fossil association, the chronostratigraphic range of these formations spans from the upper Barremian to the lower Aptian.

Based on the chronostratigraphic framework and assuming a constant sedimentation rate, the facies stack forming parasequences or fifth-order cycles whose thickness varies from 1 to 13 m. Likewise, the parasquences stack forming fourth-order high frequency sequences whose thicknesses range from 15 to 71 m. The fourth-order sequences also stack forming third-order depositional sequences whose thicknesses range from 176 to 323 m. Three depositional sequences (SD) were identified, named, from the oldest to the youngest, informally: SD-1, SD-2, and SD-3. The SD-1 and SD-2 are possibly correlated with youngest eustatic cycles identified for the Barremian-Aptian and the two oldest depositional sequences proposed for the Cupido Formation in northeastern Mexico. The stratigraphic architecture of the Actopan Platform during late Barremian-early Aptian time was essentially controlled by the accommodation space, in turn controlled by the eustasy, and the sedimentation rate. It is inferred that the Santuario

Formation sandstones were derived from a basement high, possibly located to the east of Actopan, which provided detritus through not very vigorous fluvial systems toward the study area. It is likely that the tuff in the lower part of the Santuario Formation is associated to the Early Cretaceous volcanic event documented in Tolimán, Oro.

DEDICATORIA

A mi familia

Mis papás: Salvador Abascal y Rosa Hernández,

Hermanos: Gaby, Mary y Ricardo

Sobrinitos: Adolfo, Luisito y Naty

y para ti Fernando

los amo con todo mi corazón, ustedes son mi fuerza y mi alegría, gracias por todo su apoyo y amor.

AGRADECIMIENTOS

A CONACyT por la beca otorgada, cuyo apoyo económico me permitió llevar a cabo este trabajo.

Al Dr. Gustavo Murillo Muñetón, agradezco muchísimo me haya compartido parte de su conocimiento y de su tiempo. Gracias.

Al Dr. Michelangelo Martini, gracias por tu apoyo, tú interés en este trabajo y por todas las atenciones y asesorías ofrecidas.

A la Mtra. Sonia Franco Navarrete, por su apoyo y tiempo, en la identificación de los microfósiles.

A los doctores Teresa Pi por su apoyo y asesoría; Dra. Ana Luisa Carreño, por todo su apoyo y amistad; Dr. Silva, siempre estaré agradecida por su amistad, interés y apoyo en mi vida académica y profesional.

Al jurado examinador: Dr. Gustavo Murillo Muñeton, Dr. Michelangelo Martini; Dr. Ana Luisa Carreño, Dr. Gilberto Silva Romo y Dr. Ricardo Barragán, por los acertados comentarios que enriquecieron y mejoraron este trabajo.

Gracias a todos los amigos que me apoyaron y contribuyeron a realizar y concluir este trabajo de tesis: Juan Manuel León, Yoalli Hernandez, Fernando Núñez, Diana Garduño, Ramón Grimaldo, Mario Ramos, Josefina Méndez.

“ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS DEL SW DE LA PLATAFORMA DE ACTOPAN DEL CRETÁCICO INFERIOR, ESTADO DE HIDALGO”

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS	i
RESUMEN	ii
ABSTRACT	iii
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	2
1.2 Localización del área de estudio	2
1.3 Vías de acceso	4
CAPÍTULO II. METODOLOGÍA	5
2.1 Revisión bibliográfica del área de estudio	5
2.2 Medición de secciones estratigráficas	5
2.3 Análisis petrográfico	7
2.4 Estudio bioestratigráfico en las rocas carbonatadas	7
2.5 Separación de circones detríticos e ígneos para fechamiento por U-Pb	8
2.6 Método de conteo de puntos	13
CAPÍTULO III. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	14
3.1 Geología local - Plataforma de Actopan	23
3.2 Paleogeografía del centro de México durante el Cretácico	25
3.3 Marco tectónico	27
CAPÍTULO IV. FACIES SEDIMENTARIAS DE LAS FORMACIONES SANTUARIO Y EL ABRA	28
4.1 Horizonte de toba vitro-cristalina	33
4.2 Facies terrígenas-carbonatadas de la Formación Santuario	35
Facies terrígenas	35
Conglomerado morado	35
Arenisca rojiza de grano fino a grueso	38
Limolita rojiza	41
Areniscas beige-amarillento de grano fino a medio	43
Facies carbonatadas	47
Mudstone-wackestone limoso dolomitizado	47
Wackestone de intraclastos arcillo-limoso	49
Mudstone-wackestone de bioclastos	51
Packstone-grainstone de bioclastos	51
Boundstone de <i>Chondrodonta</i> sp.	51
Boundstone de <i>Toucasia</i> sp.	51
4.3 Facies carbonatadas de la Formación El Abra	52

Facies de submarea	
Mudstone-wackestone de bioclastos	52
Packstone-grainstone de bioclastos	57
Boundstone de <i>Toucasia</i> sp.	60
Boundstone de <i>Chondrodonta</i> sp.	62
Facies de supramarea	
Boundstone de criptoalagalaminitas	64
CAPÍTULO V. GEOCROLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS E ÍGNEOS DE LAS ROCAS DE LA FORMACIÓN SANTUARIO	66
5.1 Morfología de circones ígneos y detríticos	66
5.2 Geocronología	70
CAPÍTULO VI. MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO DE LAS FORMACIONES SANTUARIO Y EL ABRA	73
6.1 Análisis de la asociación fosilífera estudiada	74
6.2 Edades absolutas – U-Pb en circones ígneos	80
6.3 Rango estratigráfico propuesto	81
CAPÍTULO VII. MARCO DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS DE LAS FORMACIONES SANTUARIO Y EL ABRA	82
7.1 Reconocimiento de la ciclicidad	86
7.2 Ciclos carbonatados o parasecuencias (ciclos de quinto orden)	87
7.3 Secuencias de alta frecuencia (ciclos de cuarto orden)	90
7.4 Secuencias depositacionales (ciclos de tercer orden)	95
7.5 Correlación de secuencias depositacionales	101
CAPÍTULO VIII. FACTORES QUE CONTROLARON LA ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DEL SW DE LA PLATAFORMA DE ACTOPAN	103
8.1 Posibles factores que controlaron la arquitectura estratigráfica de la sección estudiada	103
8.2 Modelo de sedimentación	108
CAPÍTULO IX. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS DE LA FM. SANTUARIO	111
Introducción	112
9.1 Análisis petrográfico y modal	116
9.2 Procedencia	120
CAPÍTULO X. DISCUSIÓN	127
CAPÍTULO XI. CONCLUSIONES	133
REFERENCIAS CITADAS	137
ANEXO I	153
ANEXO II	159

Lista de Figuras

Capítulo I: Introducción

Figura. 1.1. Localización del área de estudio.	03
Figura. 1.2. Vía de acceso.	04

Capítulo II: Metodología

Figura 2.1. Afloramiento de la sección estratigráfica medida.	06
Figura 2.2. Esquemas de clasificación utilizados en este trabajo.	08
Figura 2.3. Preparación de muestras para la separación de los circones.	10
Figura 2.4. Circones detríticos con luz transmitida y catodoluminiscencia.	11
Figura 2.5. Espectrómetro de masas de plasma inducido (LA-ICP-MS) del Centro de Geociencias de la UNAM.	12

Capítulo III: Marco geológico regional

Figura 3.1. Mapa geológico del área de estudio.	14
Figura 3.2. Columna estratigráfica del área Actopan-Ixmiquilpan-Progreso.	15
Figura 3.3. Ubicación de la Plataforma de Actopan.	24

Capítulo IV: Facies sedimentarias de las formaciones Santuario y El Abra

Figura 4.1. Afloramiento de la sección estratigráfica medida.	29
Figura 4.2. Toba vitro-cristalina.	34
Figura 4.3. Facies de conglomerado morado.	37
Figura 4.4. Facies de arenisca rojiza de grano fino a grueso.	40
Figura 4.5. Facies de limolita rojiza.	42
Figura 4.6. Facies de arenisca beige-amarillento de grano fino a medio.	45
Figura 4.7. Clasificación de las areniscas de la Formación Santuario, de acuerdo a Folk (1974).	46
Figura 4.8. Facies de mudstone-wackestone limoso dolomitizado.	48
Figura 4.9. Facies de wackestone de intraclastos arcillo-limoso.	50
Figura 4.10. Facies de mudstone-wackestone de bioclastos.	55
Figura 4.11. Facies de packstone-grainstone de bioclastos.	59
Figura 4.12. Facies de boundstone de <i>Toucasia</i> sp.	61
Figura 4.13. Facies de boundstone de <i>Chondrodonta</i> sp.	63
Figura 4.14. Facies de boundstone de criptoalgalaminitas.	65

Capítulo V: Geocronología U-Pb de circones detríticos e ígneos de la Formación Santuario

Figura 5.1. Base de la sección estratigráfica medida con la ubicación de las muestras datadas por el método U-Pb.	67
Figura 5.2. Morfología de los circones ígneos de la toba vitro-cristalina: LM-2'.	68

Figura 5.3. Morfología de los circones detríticos de las litarenitas: LM-2 y LM-80. ..	69
Figura 5.4. Relación Th/U de los circones detríticos e ígneos.	70
Figura 5.5. Diagrama Tera-Wasserburg de los circones detríticos e ígneos.	71
Figura 5.6. Edades de los circones detríticos e ígneos.	72
Capítulo VI: Marco cronoestratigráfico de las formaciones Santuario y El Abra	
Figura 6.1. Columna simplificada con la distribución fosilífera estudiada	77
Figura 6.2. Asociación fósil identificada en la Formación Santuario.	78
Figura 6.3. Asociación fósil identificada en la Formación El Abra.	79
Figura 6. 4. Correlación bioestratigráfica de las formaciones Santuario y El Abra con las formaciones Cupido y Las Uvas del NE de México.	80
Capítulo VII: Marco de estratigrafía de secuencias de las formaciones Santuario y El Abra	
Figura 7.1. Parasecuencias identificadas en las formaciones Santuario y El Abra.	89
Figura 7.2. Ejemplo del patrón de apilamiento de las secuencias de alta frecuencia..	92
Figura 7.3. Secuencias de alta frecuencia (SAF) de la Formación Santuario.	93
Figura 7.4. Secuencias de alta frecuencia de la Formación El Abra.	94
Figura 7.5. Afloramientos con las secuencias depositacionales interpretadas.	97
Figura 7.6. Secuencias depositacionales de las formaciones Santuario y El Abra.	98
Figura 7.7. Columna litológica simplificada con la ciclicidad identificada.	100
Figura 7.8. Correlación de las curvas de espacio de acomodo y eustática de Haq.	102
Capítulo VIII: Factores que controlaron la arquitectura estratigráfica del SW de la Plataforma de Actopan	
Figura 8.1. Plot de Fischer con los ciclos carbonatados del área de estudio.	106
Figura 8.2. Modelo de sedimentación propuesto.	110
Capítulo IX: Análisis de procedencia de las areniscas de la Formación Santuario	
Figura 9.1. Diagramas ternarios de procedencia de arenas.	114
Figura 9.2. Posición estratigráfica de las litarenitas analizadas por conteo de puntos.	118
Figura 9.3. Areniscas graficadas en los diagramas ternarios de Dickinson, 1985.	119
Figura 9.4. Diagramas Tera-Wassenburg de edades U-Pb.	122
Figura 9.5. Mapa paleogeográfico del Barremiano-Aptiano Inferior (Modificado de Goldhammer y Johnson, 2001).	124
Fig. 9.6. Altos de basamento inferidos como posible área fuente.	126
Capítulo X: Discusión	
Figura 10.1. Correlación estratigráfica regional y de curvas de espacio de acomodo....	132

Lista de Tablas

Capítulo IV: Facies sedimentarias de las formaciones Santuario y El Abra

Tabla 4.1. Resumen de las facies sedimentarias de la Formación Santuario.	30
Tabla 4.2. Resumen de las facies sedimentarias de la Formación El Abra.	32

Capítulo VI: Marco de estratigrafía de secuencias de las formaciones Santuario y El Abra

Tabla 7.1. Resumen de las secuencias depositacionales.	99
---	----

Capítulo IX: Análisis de procedencia de las areniscas de la Formación Santuario

Tabla 9.1. Composición de las areniscas en función del ambiente tectónico, Dickinson, 1985.	113
Tabla 9.2. Resumen de los principales métodos para estudios de procedencia de arenas.	115
Tabla 9.3. Muestras analizadas y resultados del conteo de puntos.	116
Tabla 9.4. Porcentajes graficados en los diagramas ternarios.	117

Estratigrafía de secuencias del SW de la Plataforma de Actopan del Cretácico Inferior, Estado de Hidalgo

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

La estratigrafía de secuencias es una forma diferente de analizar e interpretar el registro estratigráfico sedimentario marino y/o continental. Esta metodología se basa en la división de las sucesiones sedimentarias en unidades denominadas secuencias depositacionales limitadas por discordancias o sus concordancias correlativas y depositadas durante un ciclo de cambio relativo del nivel del mar (Vail, 1987; Sarg, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990; Goldhammer *et al.*, 1991; Mitchum y Van Wagoner, 1991; Posamentier y Chamberlain, 1993; Fitchen *et al.*, 1994; Kerans y Fitchen, 1995; Lehmann *et al.*, 1999; Lehrmann y Goldhammer, 1999). Existen muy pocos trabajos de estratigrafía de secuencias aplicados a sistemas carbonatados en México. Estudios de este tipo han sido realizados en las plataformas carbonatadas del Jurásico Tardío y Cretácico Tardío/"Medio" del noreste y este del país, esencialmente en las formaciones Zuloaga, Olvido, Cupido, La Virgen y El Abra (Goldhammer *et al.*, 1991; Yurewickz *et al.*, 1997; Goldhammer, 1999; Murillo-Muñetón, 1999; Lehmann *et al.*, 2000; Hernández-Trejo, 2003). También se ha documentado la ciclicidad de varias jerarquías en la Plataforma Morelos-Guerrero en el sur de México (Hernández-Romano, 1999; Elrick *et al.*, 2008).

Con el propósito de implementar la metodología de estratigrafía de secuencias a sistemas mixtos (carbonatados/siliciclásticos) cretácicos del centro del país y establecer posibles correlaciones estratigráficas, se llevó a cabo este trabajo de investigación. En la parte suroccidental del Estado de Hidalgo está expuesta la Plataforma de Actopan, representa el inicio de la sedimentación calcárea en el Cretácico Temprano y forma parte de las grandes plataformas carbonatadas desarrolladas durante el Cretácico. Los afloramientos de las rocas más antiguas de la Plataforma de Actopan en las inmediaciones del poblado El Mendoza representan una excelente oportunidad para establecer un marco de estratigrafía de secuencias. Fue posible definir la arquitectura estratigráfica de un

sistema carbonatado-terrígeno y su transición hacia un sistema totalmente carbonatado, ambos del Cretácico Inferior en esta región, así como identificar diferentes jerarquías de ciclicidad.

1.1 Objetivos

El objetivo principal de este estudio fue establecer un marco de estratigrafía de secuencias en la sucesión sedimentaria terrígeno-carbonatada del Cretácico inferior, expuesta de manera continua en la parte suroccidental de la Plataforma de Actopan en el Estado de Hidalgo. La columna estratigráfica incluye a las formaciones denominadas Santuario (Tarango, 2005) del Cretácico Temprano y El Abra del Cretácico "medio" (Carrasco-Velázquez 1970; Tarango, 2005). Se evaluaron los posibles factores que controlaron la arquitectura estratigráfica de la sucesión sedimentaria estudiada. Otro objetivo importante fue la determinación de la posible procedencia de los depósitos terrígenos de la Formación Santuario. Adicionalmente se fechó por el método U-Pb un horizonte tobáceo de la base de la columna estratigráfica.

1.2 Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza en la parte suroeste de la Plataforma de Actopan entre los paralelos 20°16'30" y 20°19'40" de latitud Norte y los meridianos 99°02'15" y 99°08'15" de longitud Oeste, en las inmediaciones del poblado Los Mendoza, Estado de Hidalgo (Fig. 1.1b y 1.1c). Se midió una sección estratigráfica a detalle a lo largo del flanco oriental del anticlinal San Miguel (Fig. 1.1).

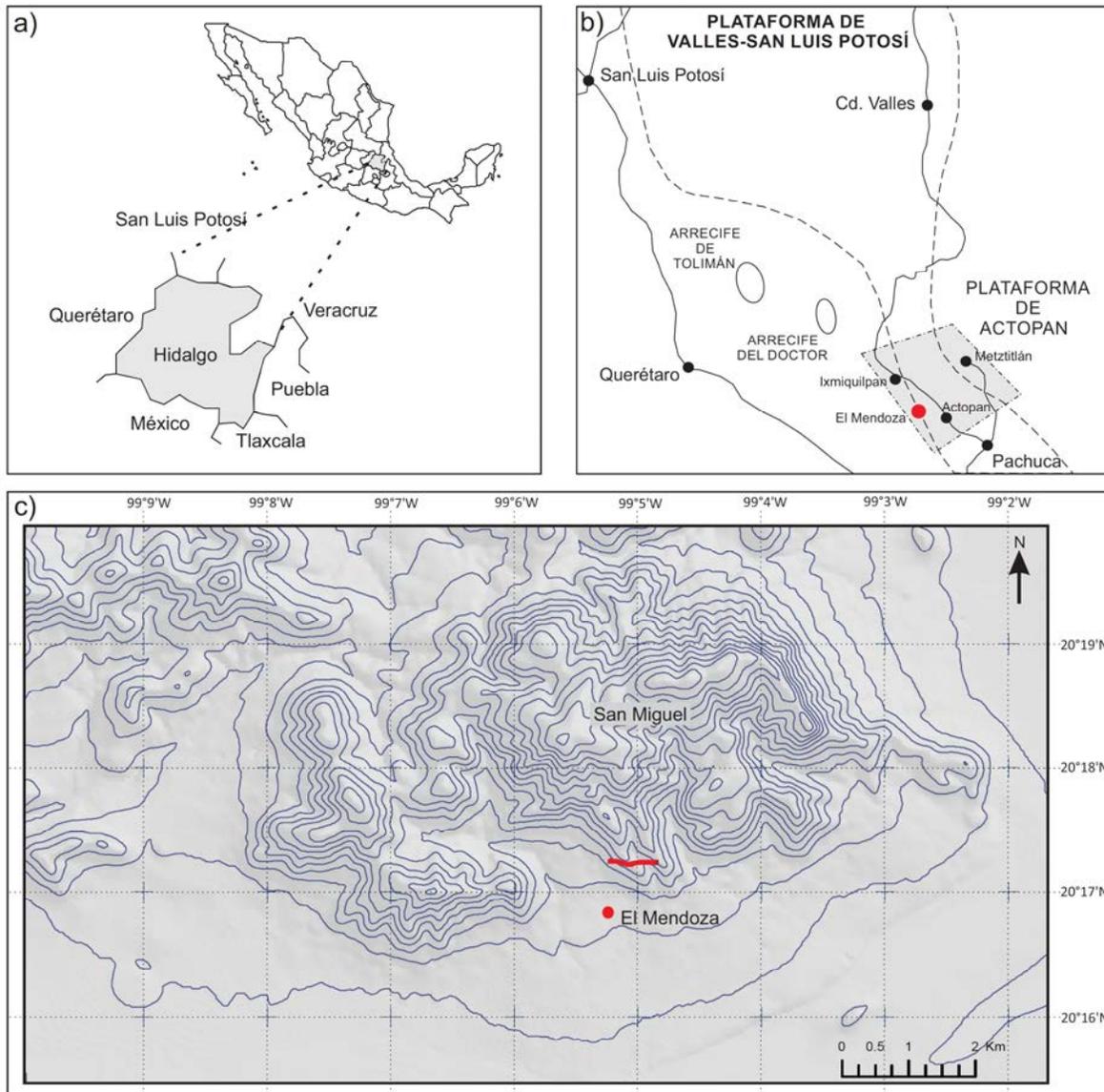


Figura. 1.1. El área de estudio se localiza en el Estado de Hidalgo (a), en la Plataforma de Actopan (b), en el anticlinal San Miguel del poblado El Mendoza (c). La línea roja muestra la sección estratigráfica medida.

1.3 Vías de acceso

La principal vía de acceso al área de estudio desde el Distrito Federal es por la autopista México-Pachuca (MEX-85). De Pachuca, se continúa por la misma autopista hasta la ciudad de Actopan y se ahí se toma la carretera pavimentada en dirección a Tula. Al llegar al poblado de Tepatepec se encuentra una carretera secundaria que comunica al poblado El Mendoza, el cual se encuentra en el núcleo del anticlinal San Miguel (Fig. 1.2). Precisamente en esta localidad PEMEX perforó el Pozo Ixmiquilpan-1.



Figura. 1.2. Acceso al área de estudio desde el Distrito Federal.

CAPÍTULO II. METODOLOGÍA

A continuación se describe la metodología de trabajo seguida en el presente estudio.

2.1 Revisión bibliográfica del área de estudio

Durante la primera fase y, en general, durante el desarrollo de este trabajo se realizó la búsqueda, compilación y revisión bibliográfica de tópicos relacionados con los objetivos de esta tesis. Se consultaron trabajos geológicos del área de estudio y artículos científicos sobre estratigrafía de secuencias de sistemas sedimentarios mixtos (carbonatados/terrígenos) y carbonatados, análisis de procedencia y bioestratigrafía del Cretácico Temprano. Se utilizaron cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano escala 1:50,000 y 1:250,000 para identificar el relieve, las principales estructuras geológicas, litologías, correlación de unidades estratigráficas y posibles unidades de procedencia de los terrígenos, principalmente.

2.2 Medición de secciones estratigráficas

El trabajo de campo consistió en la medición de una sección estratigráfica continua que abarcó el flanco oriental del Anticlinal San Miguel (Fig. 2.1), utilizando un bastón de Jacobo. Esta sección incluye toda la exposición de la Formación Santuario (Fig.2.1a) y la parte inferior de la Formación El Abra (Fig. 2.1b). Se realizó un muestreo con control estratigráfico detallado, de acuerdo al cambio vertical de las litofacies. La medición a detalle consistió en documentar: facies, texturas, estructuras sedimentarias (incluidos espesores de capas), tipos de contactos, componentes carbonatados orgánicos e inorgánicos, variaciones granulométricas, composición de arenas y gravas, cambios de facies y principales rasgos diagenéticos (e.g., dolomitización, compactación, disolución, etc.). Los datos estructurales (rumbo y echado de las capas) se midieron con una brújula Brunton y se verificaban cada vez que se presentaban cambios importantes en el rumbo y

echado de las capas. Sólo se identificó una falla de tipo normal que afecta localmente a la sección estratigráfica medida en su parte media.

La parte inferior de la sección corresponde a la Formación Santuario y está compuesta por una alternancia de rocas terrígenas (areniscas conglomeráticas y areniscas de grano fino, principalmente de color rojizo) y rocas carbonatadas (calizas y dolomías). Se colectaron en esta parte de la sección 84 muestras y se etiquetaron como "LM-número de la muestra", el espesor de este tramo de la sección fue 387 m. La parte superior de la sección consiste de 313 m de rocas predominantemente carbonatadas de la Formación El Abra, se colectaron 97 muestras en esta parte superior de la sección y se etiquetaron como "A-número de la muestra". El espesor total de la sección estratigráfica estudiada fue 700 m y el total de muestras colectadas fue 181. La sección medida completa se muestra en el anexo 1.

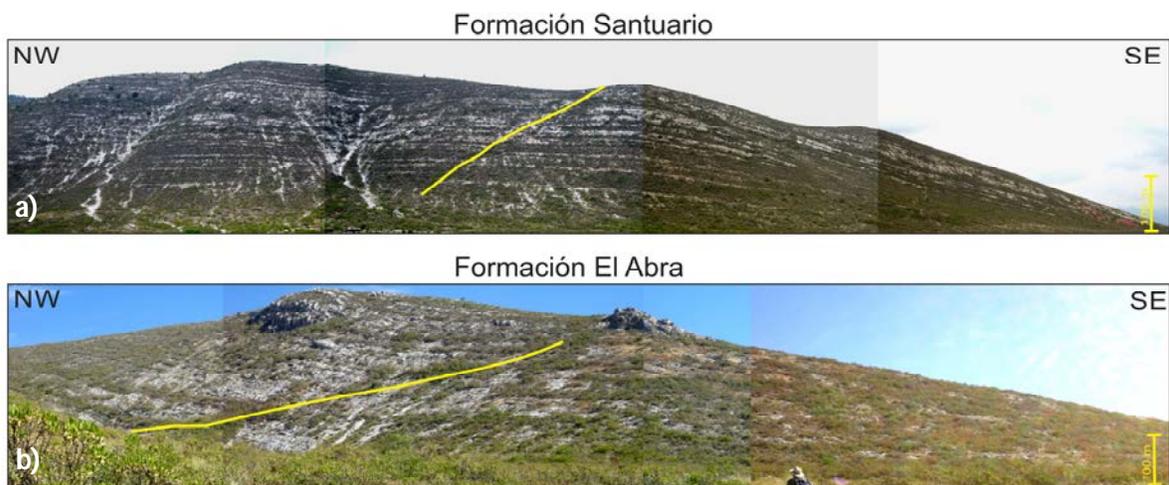


Figura 2.1. Afloramiento de la sección estratigráfica medida (líneas amarillas) en el flanco oriental del Anticlinal San Miguel, en las inmediaciones del poblado Los Mendoza, Hgo. (a) Parte inferior de la sección, comprende toda la exposición de la Formación Santuario del Cretácico Inferior y parte de la Formación El Abra del Cretácico Inferior/"medio". (b) Parte superior de la sección, comprende sólo afloramientos de la Formación El Abra.

2.3 Análisis petrográfico

Se elaboraron láminas delgadas de las muestras colectadas y se realizó su estudio petrográfico. Esto proporcionó la información necesaria para la caracterización de las facies sedimentarias, tanto en la sucesión terrígeno-carbonatada de la Formación Santuario como en la sucesión carbonatada de la Formación El Abra. Se elaboraron 26 láminas delgadas de rocas terrígenas y 125 de rocas carbonatadas; tres muestras de areniscas fueron impregnadas con resina epóxica azul para determinar la porosidad remanente. El estudio petrográfico se realizó en microscopios petrográficos de luz polarizada del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), Facultad de Ingeniería e Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Para la clasificación de las areniscas se utilizaron los esquemas de Folk (1974) y Pettijohn *et al.* (1987; Fig. 2.2b). Para la clasificación de las rocas carbonatadas se empleó el esquema de Dunham (1962; Fig. 2.2c), la cual se basa en la textura depositacional de las rocas. Los anexos 1 y 2 incluyen las descripciones completas de las láminas delgadas estudiadas.

2.4 Estudio bioestratigráfico en rocas carbonatadas

Se seleccionaron las láminas delgadas de las muestras con el contenido fosilífero diagnóstico que pudiera proporcionar información cronoestratigráfica. Se identificaron los microfósiles más importantes (principalmente foraminíferos bentónicos) que permitieron proponer un marco cronoestratigráfico.

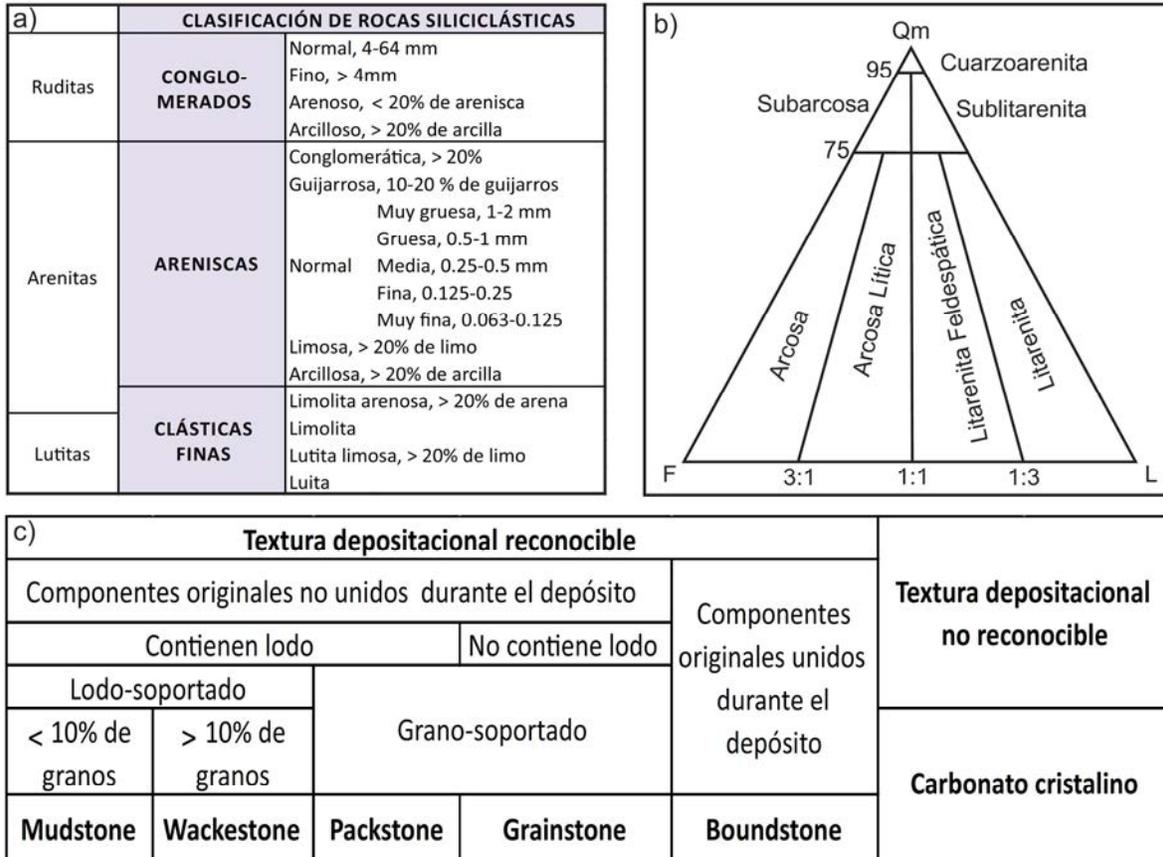


Figura 2.2. Esquemas de clasificación utilizados en este trabajo. (a) Esquema de clasificación de areniscas de Folk (1974). (b) Esquema de clasificación de areniscas de Pettijohn *et al.* (1987). (c) Esquema de clasificación de calizas marinas de Dunham (1962).

2.5 Separación de circones detríticos e ígneos para fechamiento por U-Pb

Se fecharon tres muestras por el método de U-Pb, dos de areniscas y una de la toba vítrea de la Formación Santuario. La preparación y obtención de los circones detríticos e ígneos así como su fechamiento por el método U-Pb, se llevó a cabo en el taller de molienda y en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM.

Preparación de la muestra. Se trituró aproximadamente 1 Kg de roca por muestra (Fig. 2.3a); la roca molida se tamizó en mallas no consecutivas (mallas No. 4 – 4760 micras y No. 35 – 500 µm) y se utilizó el material de diámetro menor a 500 micras para la obtención de los circones (Fig. 2.3b). Este material se pasó por la mesa Wilfley (Fig. 2.3c),

donde únicamente se seleccionó el material más grueso o de mayor densidad. El material recuperado se secó en un horno a una temperatura aproximada de 100°C y se vertió en el líquido pesado Mel (yoduro de metileno, cuya densidad δ es 3.32 gr/cm³). Los circones por ser de mayor densidad que el líquido ($\delta= 4.68$ gr/cm³) se concentran en el fondo y los minerales más ligeros flotan en la parte superior (e.g., Jones, 1987) (Fig. 3d). La fracción resultante, que contiene a los circones, se lavó con abundante acetona y se secó. Los circones se separaron manualmente con pinzas de precisión utilizando un microscopio binocular y se agruparon de acuerdo a su morfología en las siguientes poblaciones: prismáticos (euhedrales), sub-redondeados y redondeados (Fig. 2.4). Estas poblaciones se fotografiaron con luz transmitida (Fig. 2.4a y b), se montaron en resina epóxica y posteriormente se devastaron con papel abrasivo hasta que quedaron expuestos los cristales y se tomaron fotografías con catodoluminiscencia (CL) (Fig. 2.4c y 2.4d), usando un luminoscopio ELM-3R. La catodoluminiscencia permite identificar zonación en los circones, tener un mejor control en la selección de los puntos a analizar y obtener mayor detalle del fechamiento al momento de la interpretación (Solari *et al.*, 2010). La selección de los puntos a analizar en los circones se llevó a cabo con el programa *GeoStar* (Fig. 2.4e).



Figura 2.3. Preparación de muestras para la separación de los circones de areniscas fechadas en este estudio. (a) Trituración de la muestra. (b) Tamizado y obtención de la fracción menor a 500 micras. (c) Separación de circones y minerales de mayor densidad utilizando la mesa vibratoria Wilfley. (d) Separación de minerales pesados (incluidos circones) con líquidos pesados (e.g., yoduro de metileno).

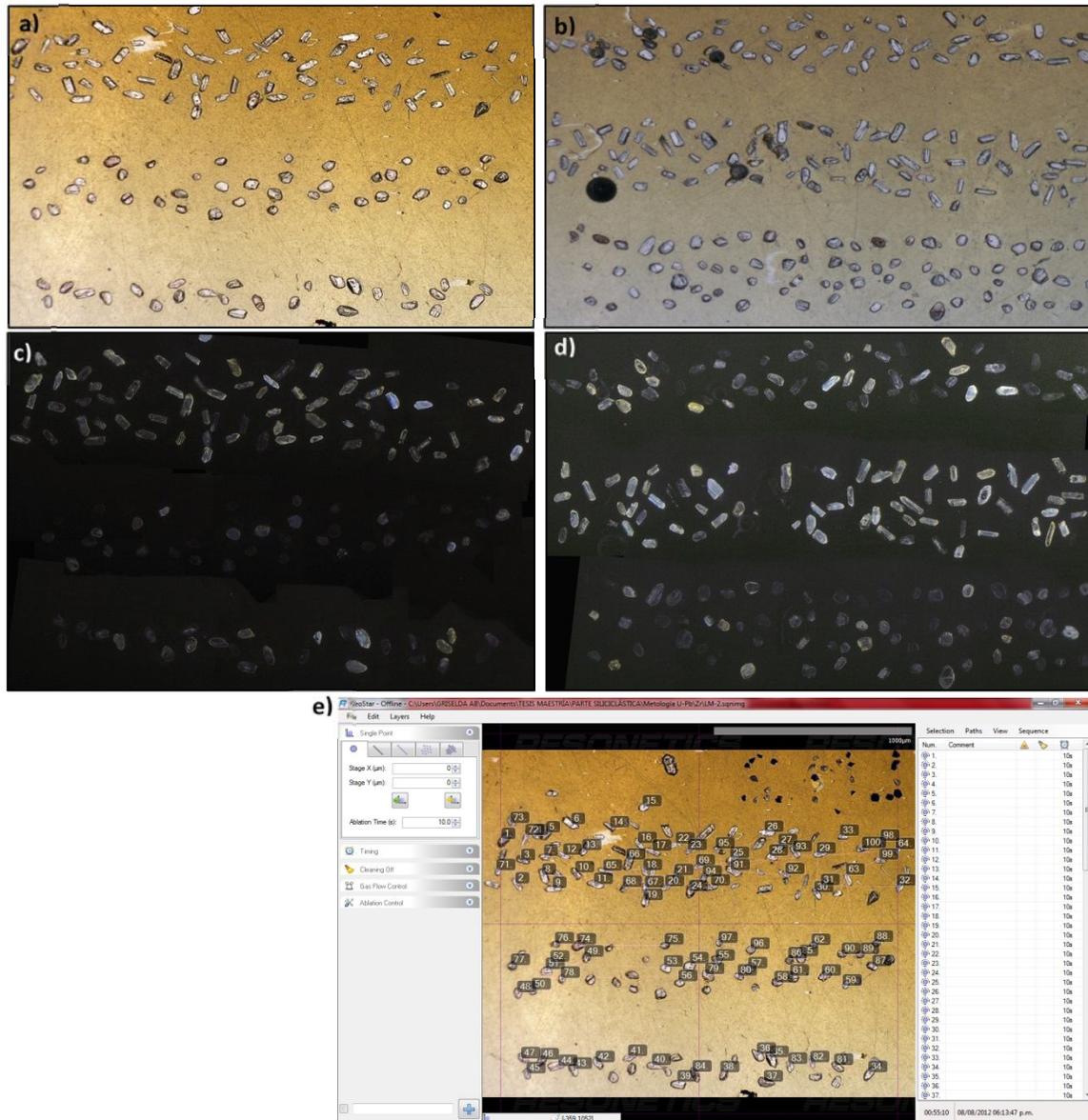


Figura 2.4. Circones detríticos separados. (a) y (c) Circones de la arenisca LM-2 con luz transmitida y catodoluminiscencia (CL), respectivamente. (b) y (d) Circones de la arenisca LM-80 con luz transmitida y CL, respectivamente. (e) Selección de los puntos dados en los circones, programa Geostar.

Fechamiento U-Pb de circones

Los análisis isotópicos U-Pb para el fechamiento de circones en las muestras de la Formación Santuario se llevaron a cabo por ablación láser y espectrometría de masas de plasma inducido acoplado (*Laser ablation multicolector inductively coupled plasma mass spectrometry, LA-ICP-MS*) con el cuadrupolo Thermo XSeriesII (Fig. 2.5a). El sistema de ablación láser RESOLUTION M50 opera con un láser tipo Excímero de ArF, cuya longitud de onda es 193 nm (Fig. 2.5b) y un oscilador Lambda Physik, LPX 220. Los detalles sobre la metodología analítica se pueden consultar en Solari *et al.* (2010). Los errores relacionados con la calibración del circon estándar, la edad del circon estándar, la composición del plomo común y la constante de decaimiento de uranio se reporta a un nivel de 1 sigma (Solari *et al.*, 2010). Una vez realizada la reducción y corrección, se descartan los datos que presentan pérdida de plomo, errores mayores al 10% y porcentajes de discordancias >12% y <-5%. Los resultados se graficaron en los diagramas de concordia Tera-Wasserburg (Tera y Wasserburg, 1972) con el programa Isoplot, versión 3.70 (Ludwig, 2008). Los modelos de probabilidad de densidad también fueron graficados con Isoplot, versión 3.70. Los resultados se discuten en el capítulo V (Geocronología U-Pb) y las tablas de edades se muestran en el anexo 2.

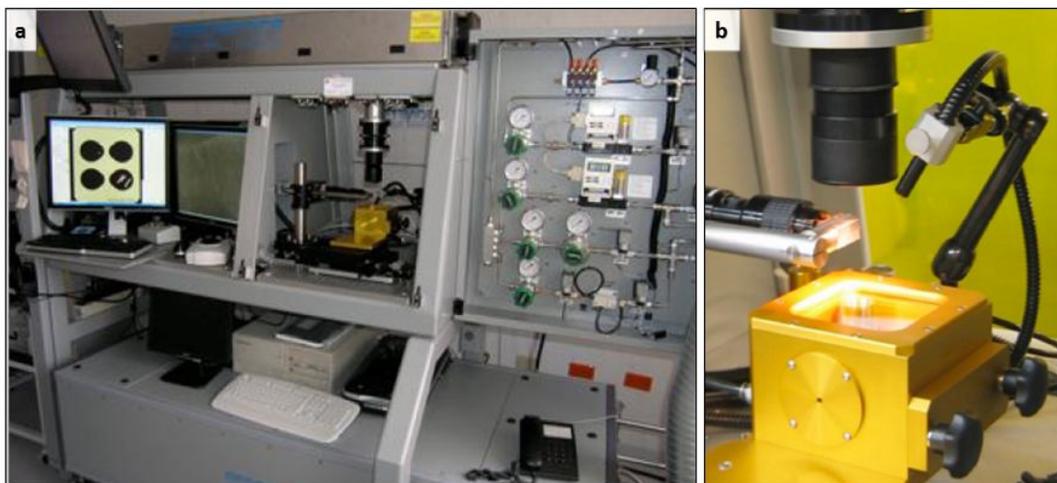


Figura 2.5. Espectrómetro de masas de plasma inducido (LA-ICP-MS) del Centro de Geociencias de la UNAM. (a) Espectrómetro y (b) sistema de ablación láser RESOLUTION M50, opera con un láser tipo Excímero de ArF. Imágenes tomadas de la página de internet http://www.geociencias.unam.mx/~solari/index_files/LEI/LA-ICPMS.html.

2.6 Método de conteo de puntos

El conteo de puntos fue realizado en nueve láminas delgadas de las areniscas de grano medio a grueso de la Formación Santuario. El conteo se realizó con un contador Swift modelo F de la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Se contaron 500 puntos por lámina, y se dejó un espaciamiento de 0.5 mm entre cada conteo en las areniscas de grano grueso, y de 0.3 mm en las areniscas de grano medio a fino. Los granos minerales contabilizados fueron cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), feldespatos (F), fragmentos líticos y granos misceláneos (Gm). Los fragmentos líticos se dividieron en líticos volcánicos félsicos (Lvf), líticos volcánicos máficos (Lvm) y líticos sedimentarios y metasedimentarios (LsLm). Y en la categoría de granos misceláneos (Gm) se agrupó a la matriz, cemento, minerales diagenéticos, porosidad y minerales pesados.

CAPÍTULO III. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El marco geológico regional del área de estudio se basó en el trabajo de Tarango (1975 en Tarango, 2005) y en el Pozo Ixmiquilpan-1 perforado en el núcleo del anticlinal San Miguel (PEMEX, 1981 en Tarango, 2005). La carta geológico-minera Ixmiquilpan F14-C79 escala 1:50,000 del Servicio Geológico Mexicano también incluye el marco geológico regional de la Plataforma de Actopan (Alvarado Méndez *et al.*, 1995), (Fig. 3.1). Tarango (2005) ha actualizado la geología regional de este elemento geológico, en la Figura 3.2 se muestra la columna estratigráfica del área de estudio y se describe a continuación. Recientemente, Carrasco-Velázquez *et al.* (2004) llevaron a cabo trabajos locales sobre un paleokarst desarrollado en la Formación El Abra.

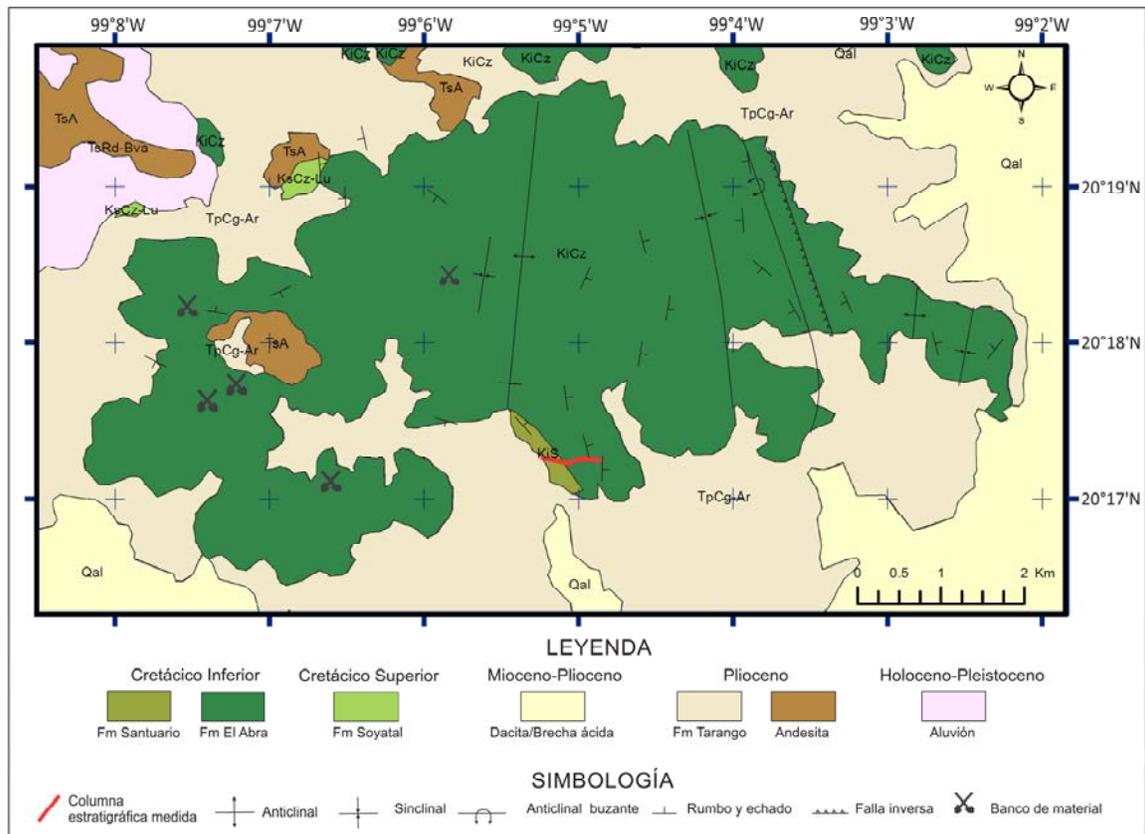
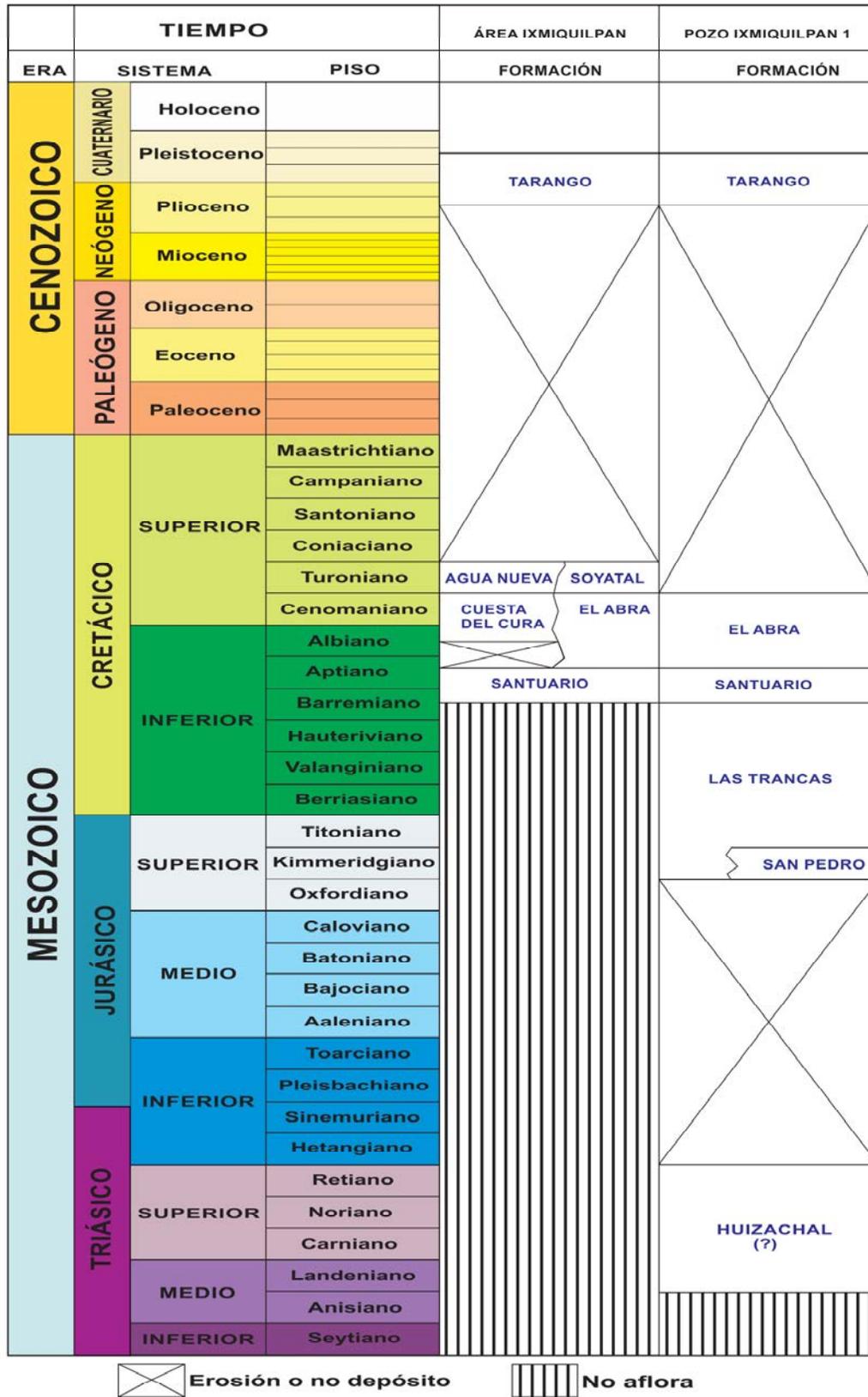


Figura 3.1. Mapa geológico del área de estudio de acuerdo a Tarango (2005) y a la carta Ixmiquilpan F14-C79 (Alvarado Méndez *et al.*, 1995).



 Erosión o no depósito
  No aflora

Figura 3.2. Columna estratigráfica del área de Actopan-Ixmiquilpan-Progreso, Hgo. Tomado de Tarango, 2005.

FORMACIÓN HUIZACHAL

El horizonte estratigráfico más antiguo cortado por el Pozo Ixmiquilpan-1 fue una sucesión sedimentaria rojiza a la que Tarango (2005) correlacionó tentativamente con la Formación Huizachal. Imlay *et al.* (1948) definieron por primera vez a la Formación Huizachal asignando su localidad tipo en Valle de Huizachal, al sur de Ciudad Victoria, Tamps. La describieron como una sucesión sedimentaria de lutita calcárea de color rojizo, limolita, arenisca de grano fino, arenisca cuarcítica y capas masivas de conglomerado en la base. La Formación Huizachal ha sido estudiada en diferentes localidades, por lo que la información respecto a su litología, rango estratigráfico y espesor varían considerablemente (Mixon *et al.*, 1959, Carrillo-Bravo, 1961; Meiburg *et al.*, 1987; Rueda-Gaxiola *et al.*, 1989; Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez, 1999). Su espesor varía de unos pocos metros hasta aproximadamente 2000 m (Imlay *et al.*, 1948; Carrillo-Bravo, 1961). La edad de la Formación Huizachal ha sido asignada al Triásico Tardío y Jurásico Temprano; Rueda-Gaxiola *et al.* (1989) restringen la edad al Raethico-Hettangiano (Triásico Temprano-Jurásico Temprano) con base en estudios de palinomorfos y Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez (1999) al Nórico (Triásico Superior) con base en estudios macropaleontológicos.

FORMACIÓN SAN PEDRO

Reyes (en Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989) propuso el nombre de Formación San Pedro a una sucesión de caliza oolítica intercalada con packstone y grainstone de bioclastos e intraclastos expuesta en las localidades Río Quilate, Agua Caliente y Arroyo Oriente en el Estado de Veracruz. Esta formación ocurre en capas masivas a gruesas de color gris claro y en algunas ocasiones brechoides y conglomeráticas. Vergara-Martínez *et al.* (2002) describen a la Formación San Pedro como una sucesión calcáreo-arcillosa formada por una alternancia de caliza y lutita calcárea de color negro con abundante materia orgánica, en capas delgadas con

concreciones de hematita. Reyes le ha asignado una edad Jurásico Tardío (Kimmeridgiano) con base en su posición estratigráfica (Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989).

FORMACIÓN LAS TRANCAS

La Formación Las Trancas fue definida por Segerstrom (1961a) en el poblado de Las Trancas, Hgo., como una sucesión de lutitas y limolitas calcáreas ligeramente filitizadas de color gris oscuro intercaladas con calizas arcillosas parcialmente piritizadas y capas delgadas de grauvaca y pedernal. Hacia el noroeste de los poblados de Tolimán, Palmas y Peñamiller, en Qro., Segerstrom (1961a) reporta una sucesión de capas delgadas de areniscas, mudstones gris-oscuro y lutitas filitizadas con escasos nódulos de pedernal en la parte superior de esta formación. Carrillo-Martínez (1981) y Carrillo-Martínez y Suter (1982) reportan en esta unidad, rocas volcánicas piroclásticas expuestas al poniente de la Sierra La Peña Azul, Qro. El espesor total es de 1000 m en la parte noroeste del área de Bernal-Jalpan (Segerstrom, 1961b; López Ramos, 1979). El contacto estratigráfico de la Formación Las Trancas cambia lateralmente, en el poblado Las Trancas subyace a la Formación El Abra y al sureste de esa misma localidad, subyace concordantemente a la Formación Soyatal. En Tolimán, Qro., la Formación Las Trancas subyace a la Formación El Chilar (López-Ramos, 1979).

La edad que se le ha asignado a la Formación Las Trancas es controversial. De acuerdo al contenido faunístico se asigna al Jurásico Medio-Tardío (Calloviano-Oxfordiano; Segerstrom, 1961b); López-Ramos (1979) le asigna una edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Kimmeridgiano a Valanginiano). Mientras, González-Arreola y Carrillo-Martínez (1986) de acuerdo al contenido de amonitas restringe a la Formación Las Trancas al Jurásico Tardío (Tithoniano Superior).

FORMACIÓN SANTUARIO

Segerstrom (1961a) definió como Formación Santuario una sucesión de calizas de color gris oscuro con concreciones calcáreas, calcarenita, lutita filítica y grauvaca expuesta en el poblado de Santuario, ubicado a 22 km al noreste de Ixmiquilpan, Hgo. Segerstrom (1961a) reporta un espesor de 325 m para esta unidad. La Formación Santuario sobreyace de forma concordante a la Formación Las Trancas. Segerstrom (1961a) distingue a la Formación Santuario de la Formación Las Trancas por su gran contenido de carbonatos, presencia de calcarenita y ausencia de pedernal. Carrillo-Martínez y Suter (1982) consideran que la Formación Santuario es un cambio de facies de la Formación Trancas. De acuerdo con su contenido de amonitas, la edad de la Formación Santuario es Cretácico Temprano (Valanginiano-Hauteriviano Temprano; Segerstrom, 1961a). Sin embargo, con base en su posición estratigráfica, Tarango (2005) restringe su edad del Barremiano-Aptiano en el área de Ixmiquilpan.

FORMACIÓN EL ABRA

La Formación El Abra ha sido objeto de numerosos estudios (Muir, 1936; Bonet, 1963; Carrasco-Velázquez, 1970; Carrillo-Bravo, 1971; Aguayo-Camargo, 1978 y 1998; Suter, 1990). Kellum (1930 en Carrasco-Velázquez, 1970) aplicó formalmente el nombre de Formación El Abra a un paquete compuesto por las facies sedimentarias Miliolina y Taninul en la Sierra de El Abra, S.L.P. Y en 1936 Muir describe a las facies Taninul y El Abra, en S.L.P., como Formación El Abra. De acuerdo a Carrillo-Bravo (1971), la Formación El Abra corresponde al complejo calcáreo de edad Albiano-Cenomaniano que aflora en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Faja de Oro. La localidad tipo establecida en el Cañón de El Abra, en S.L.P., formada por facies de talud, arrecifales e interior de plataforma. A continuación se describe brevemente las facies de la Plataforma Valles-San Luis Potosí de acuerdo a Carrillo-Bravo (1971):

- a) Facies pre-arrecifales – equivalentes a la Formación Tamabra (Heim, 1940): conjunto litológico de rocas clásticas de talud arrecifal (dolomitizadas o parcialmente dolomitizadas) y a la zona de interdigitación de calizas de cuenca (Formación Cuesta del Cura) con calizas clásticas biocalcáreas derivadas de las zonas arrecifales. Su contenido faunístico y posición estratigráfica sugieren una edad Albiana-Cenomaniana y se correlacionan con la Formación Tamabra.
- b) Facies arrecifal - facies Taninul: núcleos arrecifales, constituidos por caprinidos, radiolítidos, nerineas, toucasias, equinodermos y escasos corales que rodean a la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Esta facies está representada por calizas masivas de color crema amarillento y gris crema. El espesor probablemente supera los 2000 m, sin embargo, no se ha encontrado una sección completa que confirme este dato. De acuerdo a su contenido faunístico se le ha asignado una edad del Albiano.
- c) Facies pos-arrecifal, lagunar o de interior de plataforma - Facies El Abra: paquete grueso de calcilutitas, calizas bioclásticas y calcarenitas con miliólidos y toucasias, dolomías y calizas parcialmente dolomitizadas.

Suter (1990) considera como Formación El Abra únicamente a las facies de interior de plataforma y arrecifales.

Es importante mencionar que la Formación El Doctor (Wilson *et al.*, 1955) fue incluida dentro de la Formación El Abra por Carrasco-Velázquez en 1970, quien argumenta que las diferentes nomenclaturas se deben únicamente a cuestiones geográficas, sin existir diferencias litológicas que justifique utilizar dos nombres formacionales, por lo que propone abandonar el término Caliza o Formación El Doctor.

La edad asignada a la facies El Abra es del Albiano en el flanco occidental de la Sierra de El Abra y en el frente este de la Sierra Madre Oriental (SMO), mientras que en la porción media y occidental de ésta y en el margen oriental del Altiplano Mexicano se asigna al Albiano-Cenomaniano con base en microfósiles (Muir, 1936; Bonet, 1956 y 1963;

Carrillo-Bravo, 1971; Alencáster y Aguilar-Pérez, 1995; Aguayo-Camargo, 1997). Aunque, Basáñez-Loyola *et al.* (1993) reportan un rango estratigráfico más amplio, del Valanginiano al Santoniano temprano con base en la presencia de *Nannoconus steinmanni* en los Pozos Pérez-1 y Tolentino-1 perforados en el área de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. En este trabajo se asigna una edad de Barremiano tardío al Aptiano temprano a la Formación El Abra que aflora en la parte SW de la Plataforma de Actopan, con base en su contenido microfosilífero y en el fechamiento U-Pb de circones de la toba vítrea.

FORMACIÓN CUESTA DEL CURA

Esta formación fue descrita inicialmente por Imlay (1936) en la Cuesta del Cura al oeste de la Sierra de Parras en el Edo. de Coahuila y consiste de una sucesión de capas delgadas de calizas, lutitas y bandas de pedernal. Su espesor es de 64 m con una amplia distribución geográfica en la Sierra Madre Oriental y en la Mesa Central de México. Sánchez-Vega (1967) la reporta en la Sierra de los Muertos de la Sierra Madre Oriental. En el Cañón La Boca al sureste de la Sierra San Juan Bautista, Edo. de Nuevo León, esta formación consiste de wackestones-packstones de bioclastos planctónicos de ambiente de talud, con un espesor de 34 m (Ángeles-Villeda *et al.* 2005). De acuerdo a Goldhammer *et al.* (1991), la Formación Cuesta del Cura corresponde a una sucesión de "ritmitas" de aguas profundas (talud) que reflejan el aumento del nivel del mar durante el Cretácico Medio. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) describen esta formación en la Sierra de Catorce, intercalada con depósitos de talud de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y con un espesor variable de 100 a 150 m. López-Doncel y Hernández-Torres (2006) observan intercalaciones dentro de la Formación Cuesta del Cura de capas gruesas a medianas de brechas calcáreas sin-sedimentarias (floatstones/rudstones) en Ahualulco y Moctezuma, S.L.P. La edad de la Formación Cuesta del Cura es Albiana -Cenomaniana con base en su contenido fosilífero y posición estratigráfica (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Ángeles-Villeda *et al.*, 2005).

FORMACIÓN AGUA NUEVA

Stephenson (1922 en Muir, 1936) describió formalmente a la Formación Agua Nueva como una sucesión de calizas con bandas delgadas de pedernal intercaladas con lutitas negras ricas en materia orgánica y con abundantes *Inoceramus labiatus*. Propuso como su localidad tipo al Cañón de La Borrega, cerca del Rancho Agua Nueva, en la Sierra de Tamaulipas. Carrillo-Bravo (1971) describe esta unidad en la Plataforma de Valles San Luis Potosí como una sucesión de calizas arcillosas bandeadas de color gris a negro en capas delgadas a medianas, intercaladas con lutitas laminares de color gris-gris oscuro a negro, en capas medianas a gruesas con lentes o láminas de pedernal negro. Tarango (2005) describe a la Formación Agua Nueva en el área de Actopan-Ixmiquilpan-Progreso, en el Edo. de Hidalgo, en el cerro Xuchitlán, como una sucesión de capas delgadas (5-30 cm de espesor) de mudstone-wackestone de organismos planctónicos, color gris claro a gris oscuro verdoso, bandeado, ligeramente arcilloso, con nódulos, lentes y bandas de pedernal negro y gris humo y con fracturas selladas por calcita. Esta sucesión alterna en algunas ocasiones con packstone de pellets, bioclastos y exoclastos, en capas delgadas a masivas (0.2-1.5 metros de espesor), ligeramente dolomitizados, con estratificación cruzada, gradación y relleno de canales. La edad que se le ha asignado a la Formación Agua Nueva con base en su contenido micropaleontológico es Turoniano, aunque hay trabajos que restringen su edad es del Turoniano temprano (Seibertz y Buitrón, 1988) y otros la extienden a la parte tardía del Cenomaniano (Blanco-Piñon *et al.*, 2008).

FORMACIÓN SOYATAL

White (1948) describe por primera vez a la Formación Soyatal como una sucesión que consiste en la base de calizas y lutitas calcáreas en capas delgadas y en la parte superior de lutitas intercalada con areniscas expuesta en Soyatal, Oro., (Carrillo-Bravo, 1971). Segerstrom (1961a) describe esta formación al noroccidente del Edo. del Hidalgo como una intercalación de calizas de color gris oscuro en capas delgadas con lutitas, margas y limolitas. La Formación Soyatal en la Sierra de Álvarez y Sierra del Coro en la porción

centro-occidental del Edo. de San Luis Potosí consiste de una intercalación de calizas, calizas margosas, margas, areniscas finas y localmente capas gruesas de brechas calcáreas (López-Doncel, 2002). Esta descripción litológica es semejante a la descripción de Yussim-Guarneros (2004) en el área de San Joaquín, Oro. La Formación Soyatal en el área de Actopan-Ixmiquilpan-Progreso, particularmente en el Cerro El Mothe está integrada por capas delgadas de mudstones arcillosos de color gris oscuro a verdoso de bioclastos planctónicos (globotruncánidos, globigerínidos y radiolarios), fracturados y en parte dolomitizados, intercalados con lutitas calcáreas de color gris oscuro (Tarango, 2005). En general, la edad de la Formación Soyatal es Turoniano con base en su contenido faunístico (Carrillo-Bravo, 1971; Tarango, 2005). Aunque, Zamudio y Soto (1989) identificaron biozonas del Turoniano al Coniaciano en el Pozo Ixmiquilpan 1.

FORMACIÓN TARANGO

La Formación Tarango fue nombrada por Bryan (1948) como una unidad de tobas, brechas tobáceas, depósitos fluviales con clastos de origen volcánico y capas delgadas pumicíticas expuestas en las cercanías de las minas de arena que existían a 4 km del suroeste de Mixcoac (porción occidental de la Cuenca de México). Cervantes-Medel y Armienta (2004) describen a la Formación Tarango en el Valle del Mezquital, Hgo., de la base a la cima como una sucesión de areniscas y conglomerados pobremente cementados, areniscas y arcillas semi-consolidadas, capas de arcillas, basalto fracturado, lentes conglomeráticos poco compactados, lentes aislados de calizas, lentes de ceniza volcánica y toba y nódulos de caliche. La edad de la Formación Tarango ha sido determinada como Plioceno tardío-Pleistoceno temprano con base en diatomeas (Delgado-Granados *et al.*, 1994) y Pleistoceno con base en fósiles vertebrados (Castillo-Cerón *et al.*, 1996).

3.1 GEOLOGÍA LOCAL – PLATAFORMA DE ACTOPAN

Las rocas más antiguas expuestas en el área de estudio, corresponden con la Formación Santuario (Segerstrom, 1961a; Tarango, 2005), que cambia transicionalmente a la Formación El Abra. No afloran unidades más antiguas, pero, el Pozo Ixmiquilpan-1 (PEMEX, 1981 en Tarango, 2005) documentó rocas del Jurásico y Triásico (Fig. 3.3c). Los carbonatos de aguas someras de la Formación El Abra corresponden con los sedimentos de plataforma interna de la Plataforma de Actopan y son las rocas más representativas en el área. Esta plataforma fue definida por Carrasco-Velázquez en 1970 como “una porción de rocas de edad Albiana-Cenomaniana situadas al SE de la Plataforma Valles-San Luis Potosí” (Fig. 3.3a), se extiende del sur de Zimapán, Qro., hasta los alrededores de Actopan, Hgo., (Fig. 3.3b). Tarango (2005) reporta que la Plataforma de Actopan tiene una superficie de 500 km² y que se encuentra situada entre las coordenadas geográficas: 20°15' - 20°28' de latitud norte y 99°02' - 99°14' de longitud oeste del Meridiano de Greenwich. Los límites norte, sur y oeste desaparecen bajo las rocas volcánicas y sedimentos del Cenozoico (Campos-Enriquez *et al.*, 2000; Carrasco-Velázquez, 2005) y el límite noreste está frente a Metztitlán, Hgo., (Carrasco-Velázquez, 2005). De acuerdo con la definición formal, los carbonatos consisten de pelmicritas, bioespatitas y dolomías penecontemporáneas y de reemplazamiento (Carrasco-Velázquez, 1970).

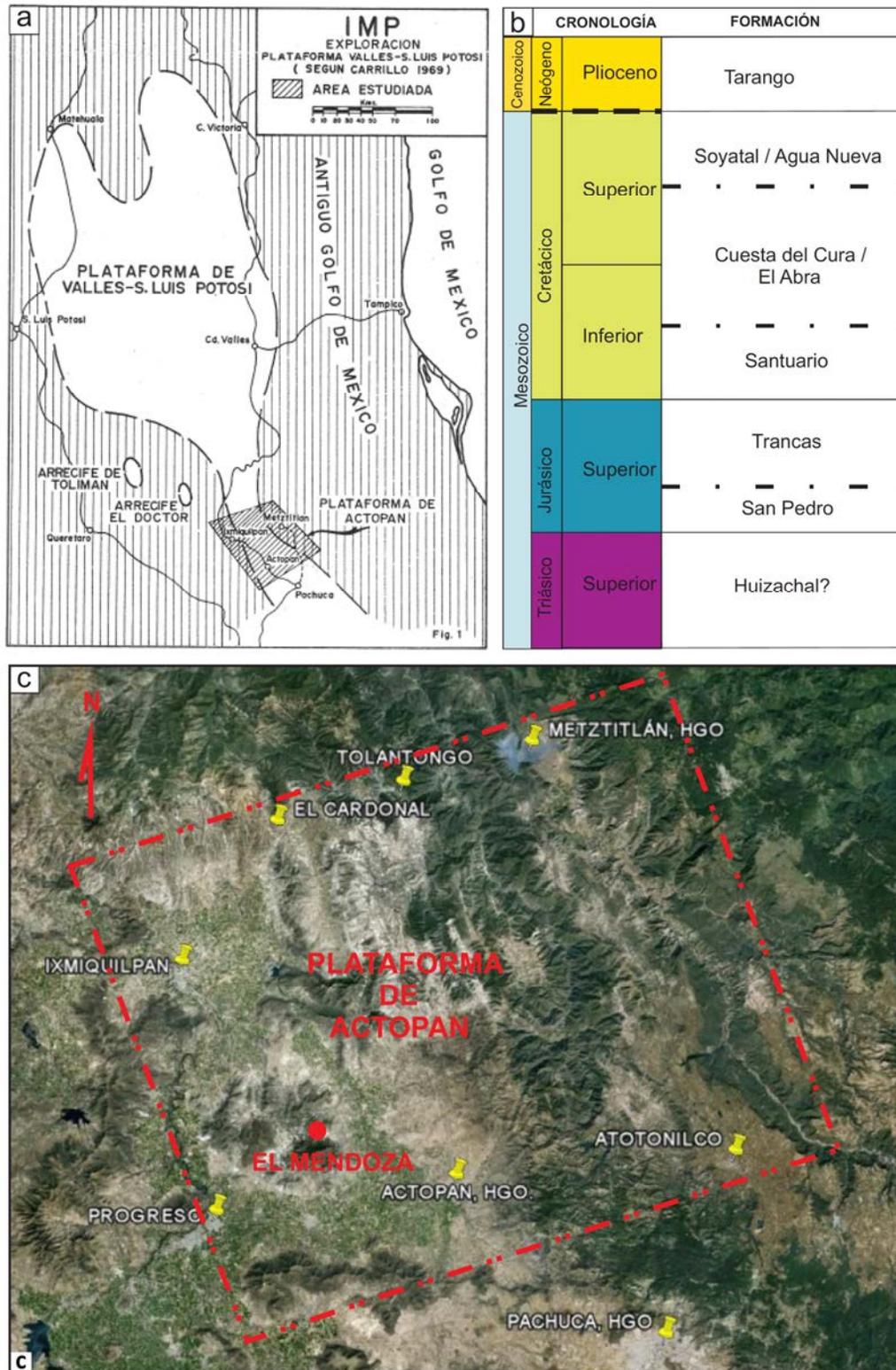


Figura 3.3. a) Ubicación de la Plataforma de Actopan, tomado de Carrasco-Velázquez, 1970; b) columna cronoestratigráfica simplificada de las formaciones de la Plataforma de Actopan (Tarango, 2005) y c) Ubicación del Poblado del El Mendoza (círculo rojo) en la Plataforma de Actopan (líneas discontinuas rojas), modificado de Carrasco-Velázquez, 1971.

3.2 PALEOGEOGRAFÍA DEL CENTRO DE MÉXICO DURANTE EL CRETÁCICO

Existe muy poca información de las condiciones paleogeográficas de Actopan, Hgo., durante el Cretácico Temprano. Carrasco-Velázquez et al., 2004, presentan un modelo paleogeográfico general del Albiano-Cenomaniano, ilustrando un paleocanal en la región entre Tolantongo, Hgo., y el borde noreste de la plataforma. Debido a que existe mayor información acerca de las condiciones paleogeográficas de las áreas cercanas a la Plataforma de Actopan, principalmente de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971), se recopiló información que describe las condiciones paleogeográficas a escala regional de acuerdo a López-Ramos (1981), Goldhammer y Johnson (2001) y Padilla y Sánchez (2007).

- Cretácico Temprano (Berriasiano-Aptiano): se forma la Cuenca Evaporítica de San Luis Potosí, al oriente del Estado homónimo, esta cuenca está formada por yesos y anhidritas de la Formación Guaxcamá (Martínez, 1965 en Carrillo-Bravo, 1971). De acuerdo a López Ramos (1981), los mares del Jurásico Tardío que persistieron hasta gran parte del Cretácico Temprano a lo largo de la cuenca central del sureste y noroeste de México dieron origen a esta cuenca. Sin embargo, Padilla y Sánchez (2007) argumenta que los grandes paquetes evaporíticos se generaron por el aumento en la velocidad de subsidencia. La Formación Guaxcamá presenta un perfil de facies laterales en todo su borde, que consiste de carbonatos de planicies de marea en condiciones restringidas (dolomías) y carbonatos lagunares de baja energía a facies de bancos carbonatados (Goldhammer y Johnson., 2001). Durante el Barremiano al Aptiano temprano continuó el desarrollo de las principales plataformas carbonatadas en el área de Tampico-Misantla y al Sur de la Sierra Madre Oriental, formándose las plataformas Valles-San Luis Potosí y Tuxpan (Goldhammer y Johnson, 2001). En el Aptiano medio al Aptiano tardío, ocurre una transgresión marina de segundo orden del este de Texas a Tampico (McFarlan y Menes, 1991). Esta transgresión

provocó el ahogamiento de los sistemas carbonatados Sligo-Cupido-Guaxcamá, inundando a las lutitas de aguas más profundas y a los sedimentos terrígenos de grano fino que derivaban de los altos topográficos del oeste y del norte de México (Goldhammer y Johnson., 2001).

- Cretácico Temprano-Cretácico Tardío (Albiano-Cenomaniano): las condiciones paleogeográficas no cambian mucho respecto al Cretácico Temprano (López-Ramos, 1981), predomina la sedimentación carbonatada y los mares cubren una porción mayor del continente mexicano. Durante el Albiano, en el área de Tampico Misantla continua el crecimiento de las plataformas carbonatadas rodeadas por arrecifes (Goldhammer y Johnson., 2001). Padilla y Sánchez (2007) afirma que el gran desarrollo de las cadenas arrecifales se debió a la continua subsidencia del Golfo de México. En el Cenomaniano, la Provincia del Golfo de México fue inundada por un evento transgresivo (McFarlan y Menes, 1991), depositando facies de cuenca (Formación Cuesta del Cura) sobre las plataformas cretácicas (Goldhammer y Johnson, 2001).
- Cretácico Tardío (Turoniano): predomina la sedimentación de lutitas y margas sobre los carbonatos, formando cuencas relativamente profundas que se extendieron hasta la parte meridional del actual Golfo de México (López-Ramos, 1981). Este cambio en las condiciones paleogeográficas, fue consecuencia de la fase de deformación laramíridica (Goldhammer y Johnson., 2001). Esto fue más evidente en las porciones occidental y noroccidental del actual Golfo de México, ya que en la parte meridional, la sedimentación calcárea continuó hasta el término del Cretácico (Padilla y Sánchez, 2007).

3.3 MARCO TECTÓNICO

Segerstrom (1961a) observó que el rasgo distintivo de la Orogenia Laramide fue el resultado de fuerzas compresivas que plegaron las rocas mesozoicas ahora expuestas al suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México. Estos pliegues están orientados N-NE. Este efecto compresivo provocó el plegamiento y también cruces de fracturas, fuertes y estrechamente espaciados en las formaciones Las Trancas, Santuario, Soyatal y Méndez. Estos efectos no se observan en las rocas carbonatas de la Formación El Abra ni en las rocas carbonatadas menos arcillosas de la Formación Santuario y Soyatal, las cuales mantienen un comportamiento rígido. Segerstrom (1961a) describe fallas normales en rocas mesozoicas y cenozoicas. Por otra parte, Carrillo-Martínez *et al.* (2001), resume la tectónica en áreas circundantes a la Plataforma de Actopan en dos fases: 1) formación de estructuras laramídicas (plegamientos) por un episodio compresivo durante el Cretácico Tardío-Paleoceno y 2) distensión – fallamiento normal durante el Cenozoico tardío. Otros autores (Campos-Enriquez *et al.*, 2000) mencionan otros periodos de deformación en el Eoceno y Oligoceno en las rocas de la Plataforma de Actopan.

CAPÍTULO IV. FACIES SEDIMENTARIAS DE LAS FORMACIONES SANTUARIO Y ABRA

Las rocas cretácicas más antiguas que afloran en la parte SW de la Plataforma de Actopan corresponden a una sucesión terrígena-carbonatada y pasan transicionalmente hacia arriba a facies predominantemente calcáreas. La parte inferior de la sección estratigráfica se le ha nominado Formación Santuario (Tarango, 2005); en su base tiene un horizonte tobáceo (Fig. 4.1). La parte media y cima de la sección estratigráfica estudiada está constituida esencialmente de rocas carbonatadas consideradas como Formación El Abra (Tarango 2005; Carrasco-Velázquez, 1970; Fig. 4.1).

De acuerdo al trabajo de campo y análisis petrográfico, las facies se agruparon en dos asociaciones principales: terrígenas y carbonatadas. Como se menciona arriba, la Formación Santuario está formada por las facies terrígenas y carbonatadas e incluye un horizonte de toba vitro-cristalina y la Formación El Abra está compuesta únicamente por las facies carbonatadas. En este trabajo se utilizará la nomenclatura estratigráfica formal y se describirán las facies de acuerdo a la unidad estratigráfica a la que corresponden. En las tablas 1 y 2 se resumen las características principales de las facies de las formaciones Santuario y El Abra.



Figura 4.1. Afloramiento de la sección estratigráfica. a) Afloramiento de la Formación Santuario en el flanco del anticlinal San Miguel, la flecha roja muestra la sección medida, de las rocas más antiguas a las más jóvenes. b) Afloramiento de la Formación El Abra en la parte media y superior de la sección estratigráfica. c) Mapa de ubicación de la sección medida (línea roja).

FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN SANTUARIO							
No	ASOCIACIONES DE FACIES	FACIES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	TAMAÑO DE GRANO, REDONDEZ Y GRADO DE SELECCIÓN	CONSTITUYENTES TERRÍGENOS	CONSTITUYENTES CARBONATADOS	AMBIENTE DE DEPÓSITO
1	FACIES TERRÍGENAS	Conglomerado morado	Estratificación mediana. Discreta gradación normal.	Granos subangulosos a subredondeados. Gravas: de gránulos (2.0 - 4.0 mm) a gujarros y cantos (4.0 - 64 mm). Matriz: arena gruesa a muy gruesa (0.5 - 2.0 mm). De pobre a moderadamente clasificado.	Cuarzo mono- y policristalino; fragmentos líticos volcánicos (toba vitro-cristalina), sedimentarios (areniscas y limolitas) y metamórficos (esquistos); feldespatos y circones.		
2		Arenisca rojiza de grano fino a grueso.	Estratificación delgada a mediana. Laminación paralela discreta	Granos subangulosos a subredondeados del tamaño de la arena gruesa (0.5 - 1.0 mm) a la arena fina (0.25 - 0.12 mm). De regular a bien clasificada.	Cuarzo mono- y policristalino, líticos volcánicos, líticos sedimentarios y metasedimentarios, feldespato y circones.	Abundante calcita en fracturas y sustituyendo a los minerales.	Sistema fluvial
3		Limolita rojiza	Estratificación delgada a mediana. Laminación paralela discreta	Granos subangulosos a subredondeados del tamaño del limo grueso (0.0625 - 0.031 mm). Bien clasificada.	Cuarzo mono- y criptocristalino.	Abundante calcita en fracturas y sustituyendo a los minerales.	
4		Arenisca beige-amarillento de grano fino a medio.	Estratificación delgada. Laminación paralela.	Granos subangulosos a subredondeados del tamaño de la arena media (0.50 - 0.25 mm) a la arena fina (0.25 - 0.12 mm). Bien clasificada.	Cuarzo mono- y policristalino, líticos sedimentarios, líticos metasedimentarios, escaso feldespato y circones.	Escasa calcita en fracturas y sustituyendo a los minerales.	Frente deltaico

Tabla 4.1. Resumen de las facies sedimentarias terrígenas de la Formación Santuario.

FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN SANTUARIO							
No	ASOCIACIONES DE FACIES	FACIES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	TAMAÑO DE GRANO, REDONDEZ Y GRADO DE SELECCIÓN	CONSTITUYENTES TERRÍGENOS	CONSTITUYENTES CARBONATADOS	AMBIENTE DE DEPÓSITO
5		Mudstone-wackestone limoso dolomitizado	Estratificación mediana a gruesa. Bioturbación tipo Thalassinoides.	Granos subangulosos a subredondeados del tamaño del limo grueso (0.062 - 0.031 mm) a la arena fina (0.25 - 0.12 mm).	Cuarzo del tamaño del limo y de la arena.	Tipos de dolomita: hipidiótica de grano fino, xenotópica de grano fino e hipidiótica de grano medio.	
6		Wackestone de intraclastos arcillo-limoso		Granos sub-redondeados a subangulosos del tamaño de limos de 0.062 - 0.031 mm.	Cuarzo del tamaño de la arena.	Fragmentos de moluscos, escasos foraminíferos bentónicos y escasos intraclastos.	
7	FACIES CARBONATADAS	Mudstone-wackestone de bioclastos	Estratificación mediana a gruesa.			Foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) y fragmentos de algas verdes dasicladáceas, peloides, intraclastos, fragmentos de gasterópodos, valvas de ostrácodos.	
8		Packstone-grainstone de bioclastos	Estratificación delgada a mediana.	5 al 15% de arenas del tamaño del limo (0.062 - 0.031 mm).	Cuarzo monocristalino	Esencialmente foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) y algas verdes dasicladáceas y en menor cantidad: peloides, fragmentos de moluscos, valvas de ostrácodos, intraclastos y escasos oncoides.	Interior de plataforma (laguna)
9		Boundstone de <i>Toucasia</i> sp.	Estratificación mediana a gruesa.			Principalmente fragmentos de <i>Toucasia</i> y en menor cantidad: fragmentos de gasterópodos, foraminíferos bentónicos textuláridos, fragmentos de algas verdes dasicladáceas y valvas de ostrácodos.	
10		Boundstone de <i>Chondrodonta</i> sp.	Estratificación delgada.			Fragmentos de <i>Chondrodonta</i> sp. y en menor cantidad foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) y valvas de ostrácodos.	

Tabla 4.1. Continuación - Resumen de las facies sedimentarias carbonatadas de la Formación Santuario.

FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN EL ABRA

No.	FACIES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	CONSTITUYENTES TERRÍGENOS	CONSTITUYENTES CARBONATADOS	AMBIENTE DE DEPÓSITO
1	Mudstone-wackestone de bioclastos	Estratificación mediana a gruesa.	5 al 10% de limos de cuarzo monocristalino	Foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) y fragmentos de algas verdes dasicladáceas, peloides, intraclastos, fragmentos de gasterópodos, valvas de ostrácodos.	
2	Packstone-grainstone de bioclastos	Estratificación delgada a mediana.	5 al 15% de limos de cuarzo monocristalino	Esencialmente foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) y algas verdes dasicladáceas y en menor cantidad: peloides, fragmentos de moluscos, valvas de ostrácodos, intraclastos y escasos oncoides.	Interior de plataforma (laguna)
3	Boundstone de <i>Toucasia</i> sp.	Estratificación mediana a gruesa.		Principalmente fragmentos de <i>Toucasia</i> y en menor cantidad: fragmentos de gasterópodos, foraminíferos bentónicos textuláridos, fragmentos de algas verdes dasicladáceas y valvas de ostrácodos.	
4	Boundstone de <i>Chondrodonta</i> sp.	Estratificación delgada.		Fragmentos de <i>Chondrodonta</i> sp. y en menor cantidad foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) y valvas de ostrácodos.	
5	Boundstone de criptoalgalaminitas	Estratificación delgada.		Estromatolitos y escasas valvas desarticuladas de ostrácodos.	Intermarea Superior a supremarea

Tabla 4.2. Resumen de las facies sedimentarias de la Formación El Abra.

4.1 Horizonte de toba vitro-cristalina desvitrificada

Descripción y relaciones de campo. Esta toba se presenta en la base de la sección estratigráfica, a los 4.5 m. Es una capa masiva de color verde pistache, parcialmente cubierta, de aproximadamente 2.70 m de espesor de grano muy fino (<0.06 mm); exhibe pseudoestratificación y laminación paralela (Figs. 4.2a y 4.2b). La laminación se acentúa por la alineación de minerales ferromagnesianos (Fig. 4.2b). Sus contactos infra- y suprayacente no se observan; su pseudoestratificación sugiere que subyace normalmente a las areniscas rojas y sobreyace a la facies de mudstone-wackestone limoso dolomitizado.

Petrografía. Este horizonte volcanoclástico exhibe textura afírica y está formado por una matriz vítrea cristalizada a sílice, en la que están contenidos en menor cantidad fragmentos subangulosos a angulosos de cuarzo monocristalino (Figs. 4.2c a 4.2f). También contiene minerales ferromagnesianos de color rojizo-ocre, con formas subredondeadas a subangulosas; se considera que estos componentes son fragmentos de magnetita oxidada. Se aprecia una laminación o pseudoestratificación discreta.

Ambiente de depósito: Se interpreta como un depósito de caída de ceniza (Reading, 1996; Tucker, 2003; Nichols, 2009), por la presencia de pseudoestratificación, laminación paralela, tamaño de grano fino y la cantidad de matriz vítrea. Este depósito ocurrió en condiciones marinas.

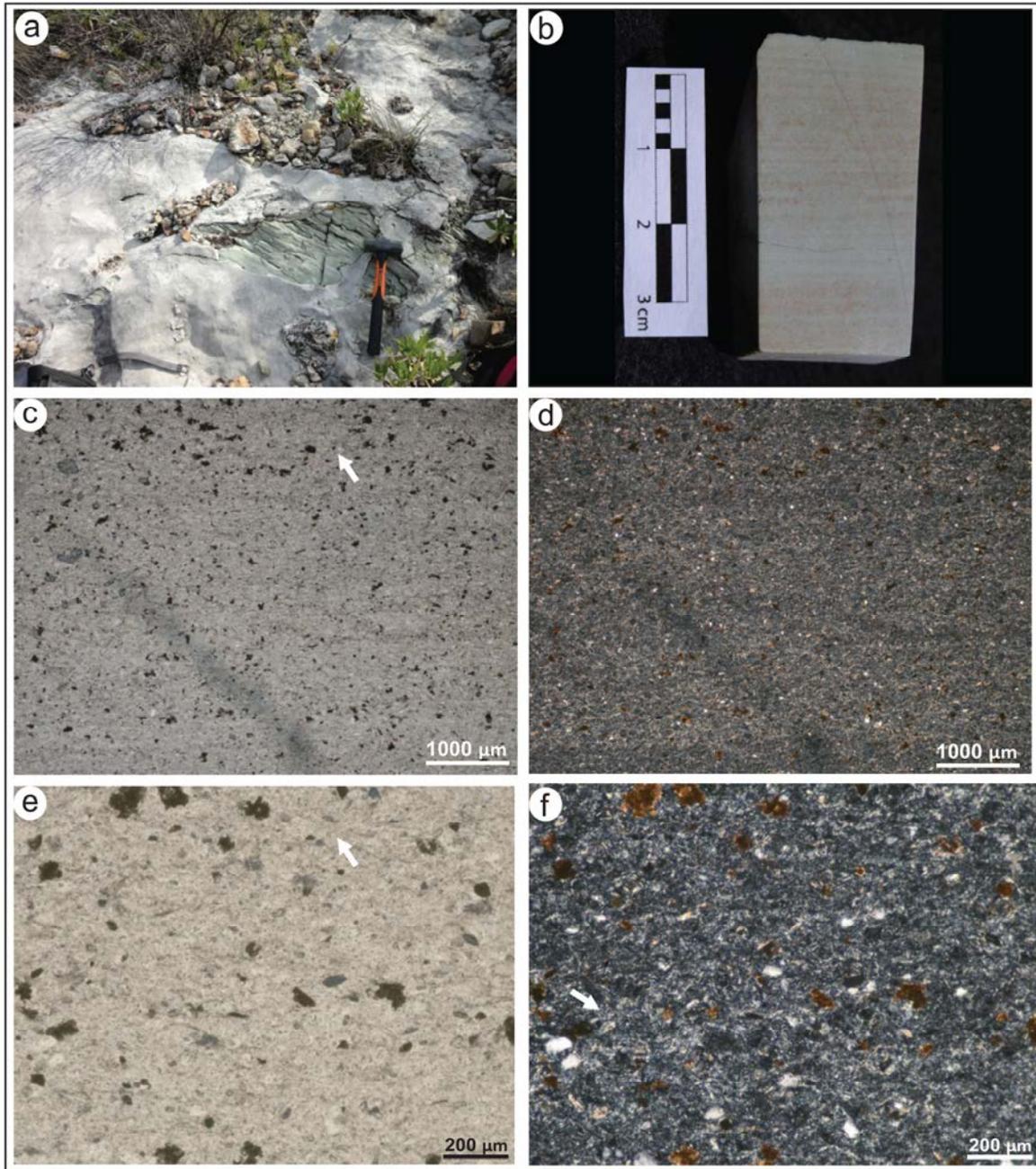


Figura 4.2. Depósito volcanoclástico formado por una toba vitro-cristalina devitrificada. (a) Afloramiento de horizonte piroclástico con pseudoestratificación discreta cubierto por caliche, (b) detalle de la laminación paralela en esta toba denotada por minerales de Fe oxidados. (c), (d), (e) y (f) Fotomicrografías de la toba: matriz vítrea cristalizada con abundantes fragmentos de magnetita oxidados (flecha), se distingue laminación discreta, (c) nicoles paralelos y (d) nicoles cruzados; fragmentos subangulosos de cuarzo monocristalino y matriz vítrea cristalizada a sílice, (e) nicoles paralelos y (f) nicoles cruzados

4.2 Facies terrígenas-carbonatadas de la Formación Santuario

Facies terrígenas

Conglomerado morado

Descripción y relaciones de campo. La facies de conglomerado morado solo aflora en la base de la sección estratigráfica. Es una capa masiva de 2.70 m de espesor, de color morado con cambios laterales y verticales a color amarillo claro por meteorización (Fig. 4.3a). Presenta discreta gradación normal (granodecreciente), su grado de selección es pobre en la base y moderada hacia la cima. La mayoría de los componentes son de tamaño de 2 a 8cm y en menor cantidad de gránulos (2-4 mm de diámetro), guijarros y cantos (4-256 mm) (Fig. 4.3b). Los detritos son, en general, bien redondeados y consisten de cuarzo lechoso blanco y fragmentos líticos sedimentarios y volcánicos. Los líticos sedimentarios son comúnmente de areniscas rojizas de grano fino. Los fragmentos del tamaño de las gravas están contenidos en una matriz de arena gruesa a muy gruesa compuesta principalmente de cuarzo monocristalino (Fig. 4.3b). Esta facies subyace de manera abrupta a la facies de mudstone-wackestone dolomitizado y sobreyace a la facies de limolita rojiza.

Petrografía. La textura es clástica psefítica (Figs. 4.3 c y 4.3d), pobremente seleccionada y está constituida por granos subangulosos a subredondeados de fragmentos líticos, cuarzo mono- y policristalino y escaso feldespato (Figs. 4.3c y 4.3d). Los fragmentos líticos consisten predominantemente de líticos volcánicos félsicos (Figs. 4.3e-h) y en menor proporción de líticos volcánicos máficos. Los líticos sedimentarios y metatamórficos consisten de escasas lutitas, mudstones, meta-areniscas (Figs. 4.3c y 4.3d) y esquistos. Como minerales pesados se presentan ferromagnesianos (hematita) y abundante circón detrítico. Estos granos están cementados principalmente por cuarzo sintaxial y en menor cantidad feldespato sintaxial (Figs. 4.3g y 4.3h). Los contactos entre los granos son cóncavos-convexos y suturados debido al grado de compactación mecánica y química. Las

características anteriores indican que el grado de madurez textural varía de submaduro a inmaduro.

Ambiente de depósito. El color de la roca, la textura conglomerática, la tendencia granodecreciente discreta, su asociación con otras facies (arenisca rojiza de grano fino a grueso) y la pobre clasificación sugieren un ambiente fluvial, posiblemente un depósito de valle de incisión fluvial (Borer y Harris, 1991; Gardner, 1992; Emery y Myers, 1996). Los depósitos terrígenos rojizos se encuentran sobreyaciendo a facies carbonatadas marinas someras; esto indica que representan depósitos asociados a descensos del nivel relativo del mar. Conforme descendía el nivel relativo del mar y la plataforma carbonatada quedaba expuesta, sistemas fluviales la cortaban depositando sus cargas sedimentarias en valles de incisión fluvial. Estos procesos y patrones de apilamientos de facies están bien documentados en sistemas sedimentarios terrígeno-carbonatados de diferentes edades (Borer y Harris, 1991; Gardner, 1992; Ambrose *et al.*, 2009; Paquet *et al.*, 2010).

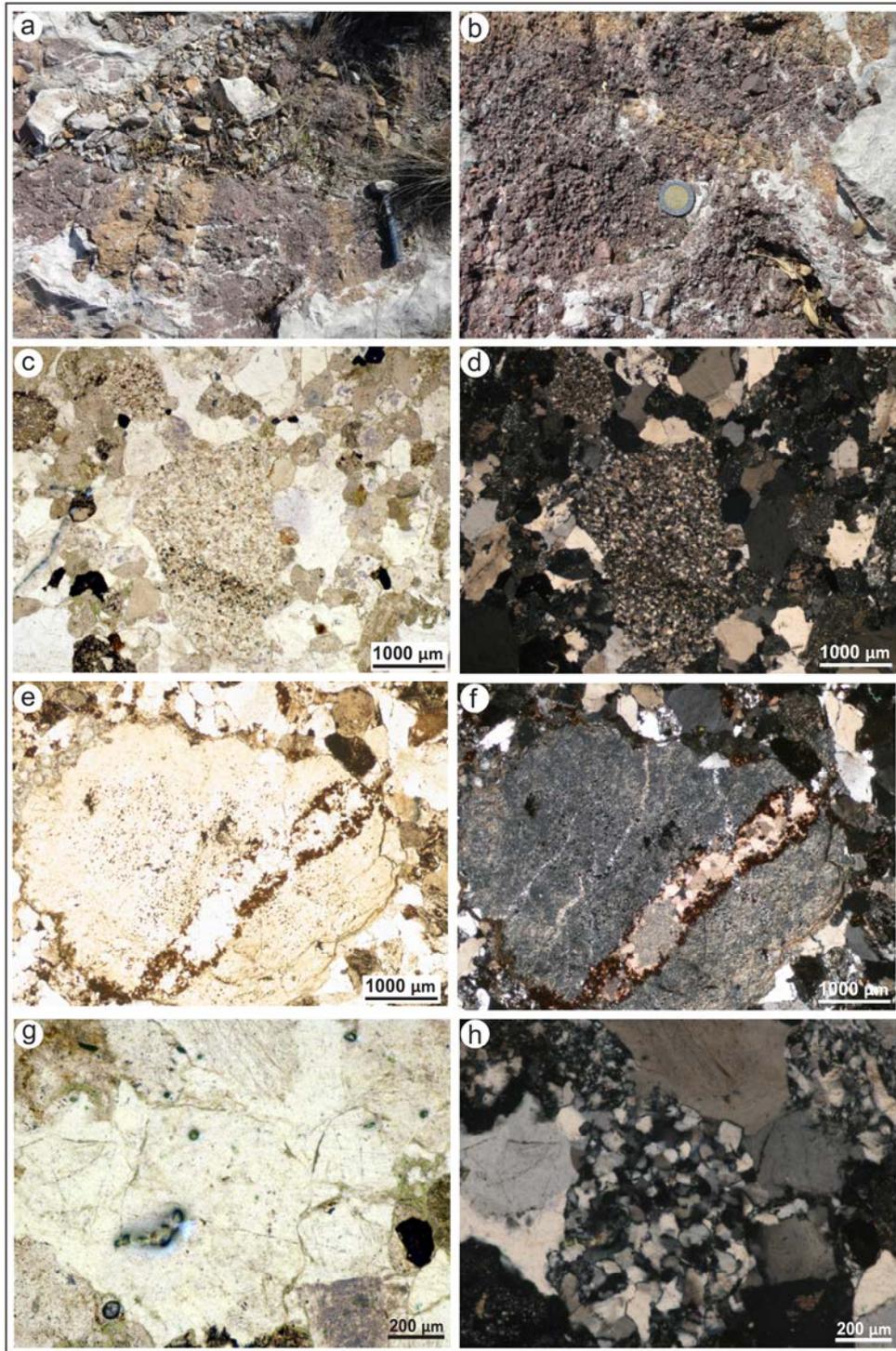


Figura 4.3. Facies de conglomerado morado. a) Afloramiento de conglomerados fluviales, de color morado (fresco) y amarillo (intemperización); b) detalle de los componentes mayores a gránulos y de la matriz de los arena gruesa constituida principalmente por cuarzo monocristalino. (c), (d), (e), (f), (g) y (h) fotomicrografías de este depósito fluvial: textura clástica psefitica pobremente clasificada, (c) nícoles paralelos y (d) nícoles cruzados; fragmento de toba vitro-cristalina, (e) nícoles paralelos y (f) nícoles cruzados; cuarzo poli y monocristalino y feldespato (g) nícoles paralelos y (h) nícoles cruzados.

Arenisca rojiza de grano fino a grueso

Descripción y relaciones de campo. Esta facies se encuentra bien expuesta en la base de la sección y aflora de manera frecuente en los primeros 100 m de la sección estratigráfica, se caracteriza por su color rojizo y se presenta en capas delgadas a medianas, con laminación y estratificación cruzada discretas, con abundantes granos oxidados y con estructuras de corte y relleno (Fig. 4.4a, 4.4b y 4.4c). Esta facies está constituida por granos subangulosos a subredondeados del tamaño de la arena fina (0.25 - 0.12 mm) a gruesa (1.0 - 0.5 mm), que consisten de cuarzo monocristalino y de fragmentos líticos sedimentarios rojizos. El grado de selección varía de regular a bien seleccionado. Esta facies se encuentra asociada con las facies de limolita rojiza mostrando contactos paralelos y en algunos casos aparentemente erosivos (Fig. 4.4c).

Petrografía. La textura de esta facies es clástica psamítica, bien seleccionada y está constituida por detritos subangulosos a subredondeados del tamaño de las arenas finas a gruesas (0.12 – 1.0 mm). La composición consiste principalmente de cuarzo mono- (21.4 %) y policristalino (23.75 %) y fragmentos de líticos volcánicos félsicos (9.85 %) (Figs. 4.4d y 4.4e), y en menor cantidad fragmentos líticos sedimentarios y metamórficos (10.6 %) de meta-areniscas y escasos esquistos, fragmentos líticos volcánicos máficos (0.85 %) y feldespato (1.55 %). Como minerales pesados, frecuentes minerales ferromagnesianos oxidados (Fig. 4.4d) y abundantes circones detríticos. El cemento es principalmente cuarzo sintaxial (Figs. 4.4e y 4.4f) y localmente hay arcillas diagenéticas como cemento. Hay abundante dolomita diagenética en fracturas y reemplazando a los minerales originales. Los contactos entre los granos son cóncavos-convexos y suturados debido a la compactación mecánica y química. La etapa de madurez textural de esta facies varía de submadura a madura. De acuerdo a las clasificación de Folk (1974) y Pettijohn *et al.* (1987), esta facie corresponde a litarenitas y arenitas líticas, respectivamente (Fig. 4.7).

Ambiente de depósito: El color rojizo característico de esta facies indica condiciones de depósito subaéreas. La estratificación delgada a mediana, su grado de selección, su laminación discreta y su asociación con otras facies (Conglomerado rojizo) sugieren un ambiente fluvial (Chan *et al.*, 2000). Al igual que la facies de conglomerado rojizo, esta facies subyace a facies carbonatadas marinas someras; es decir, también representan depósitos asociados a descensos del nivel del nivel relativo del mar. Estos patrones de apilamiento están bien documentados en sistemas sedimentarios terrígeno-carbonatados de diferentes edades (Borer y Harris, 1991; Gardner, 1992; Ambrose *et al.*, 2009; Paquet *et al.*, 2010).

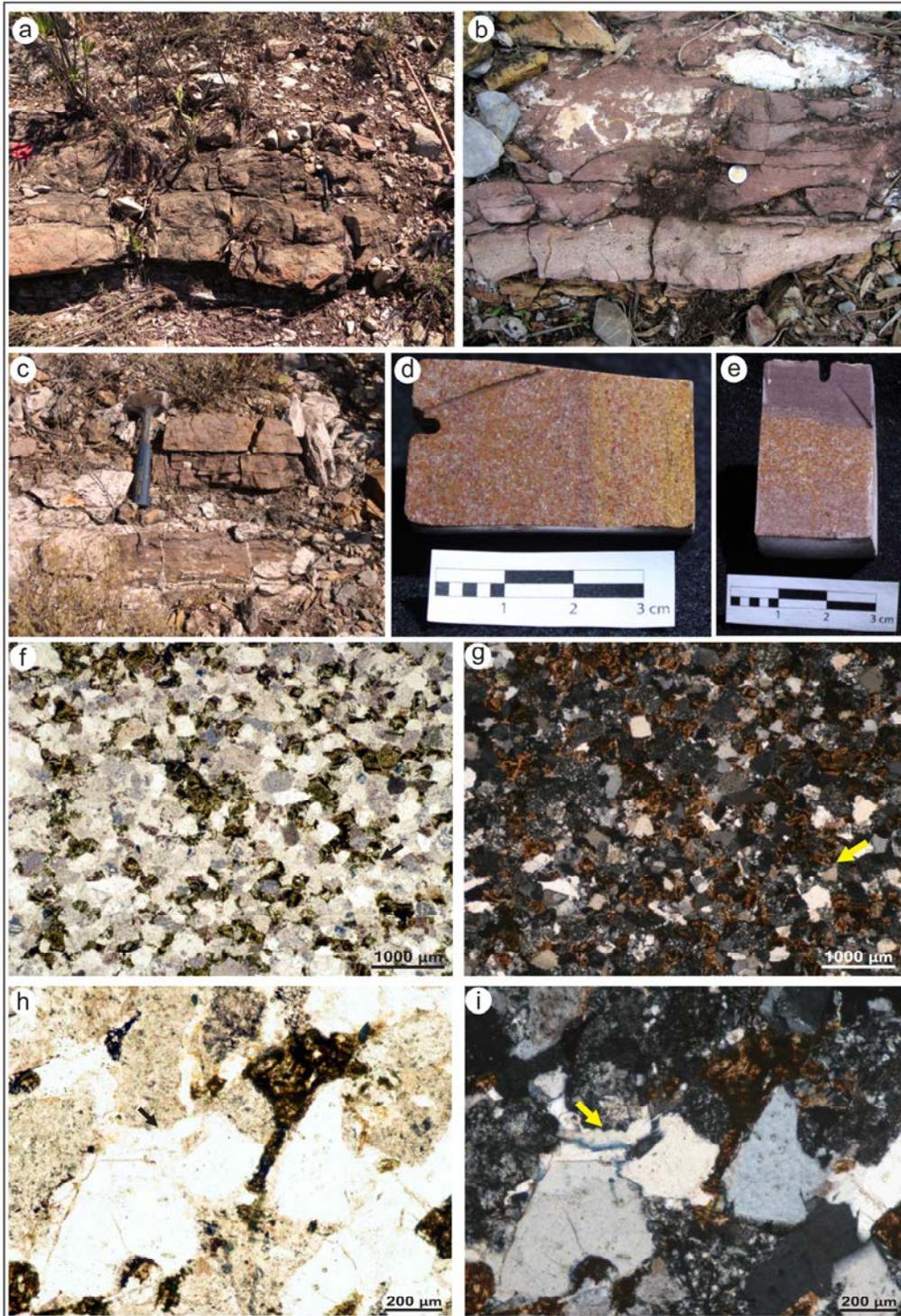


Figura 4.4. Facies de arenisca rojiza de grano fino a grueso. a), b) y c) Afloramiento de depósitos fluviales de color rojizo con laminación cruzada discreta y estructuras de corte y relleno, b) detalle de la buena selección de los granos y c) detalle del contacto erosivo con la facies de limolita rojiza. (d), (e), (f) y (g) fotomicrografías: textura clástica psamítica, (d) nícoles paralelos y (e) nícoles cruzados; cuarzo mono y policristalino (flecha), cementos sintaxial de cuarzo y abundantes minerales oxidados (f) nícoles paralelos y (g) nícoles cruzados.

Limolita rojiza

Descripción y relaciones de campo. Aflora de manera regular en los primeros 100 metros de la sección estratigráfica y está asociada con las facies de arenisca rojiza de grano fino a grueso. Esta facies se caracteriza por su tamaño de grano de limo grueso (0.0625 -0.031 mm), su color rojizo (al fresco) o amarillo (intemperización) y por su estratificación delgada a mediana (Figs. 4.5a y 4.5b). Presenta discreta laminación paralela y abundantes granos oxidados.

Petrografía. La textura de esta facies es clástica pelítica (Figs. 4.5c y 4.5d) y está constituida por cuarzo mono y criptocristalino subredondeados a subangulosos (Figs. 4.5e y 4.5f) del tamaño del limo grueso (0.062 -0.031 mm). Presenta abundante dolomita diagenética en fracturas y reemplazando a los minerales originales. Como minerales pesados se presentan minerales ferromagnesianos oxidados (hematita) y circón detrítico. Los granos están cementados por cuarzo sintaxial. Los contactos entre los granos son cóncavos-convexos y suturados debido al grado de compactación mecánica y química. En general esta facies presenta una fuerte diagénesis (abundante reemplazamiento por calcita y minerales ferromagnesianos, compactación mecánica y disolución química). Las características anteriores indican que el grado de madurez textural de esta facies es maduro.

Ambiente de depósito: El color rojizo característico de esta facies indica condiciones de depósito subaéreas. La estratificación delgada, su tamaño de grano, su laminación discreta y su asociación con otras facies (Arenisca rojiza de grano fino a grueso) sugieren un ambiente fluvial (Chan *et al.*, 2000). Al igual que la facies de conglomerado rojizo y arenisca rojiza de grano fino a grueso, esta facies también representa depósitos asociados a descensos del nivel del nivel relativo del mar. Estos patrones de apilamiento están bien documentados en sistemas sedimentarios terrígeno-carbonatados de diferentes edades (Borer y Harris, 1991; Gardner, 1992; Ambrose *et al.*, 2009; Paquet *et al.*, 2010).

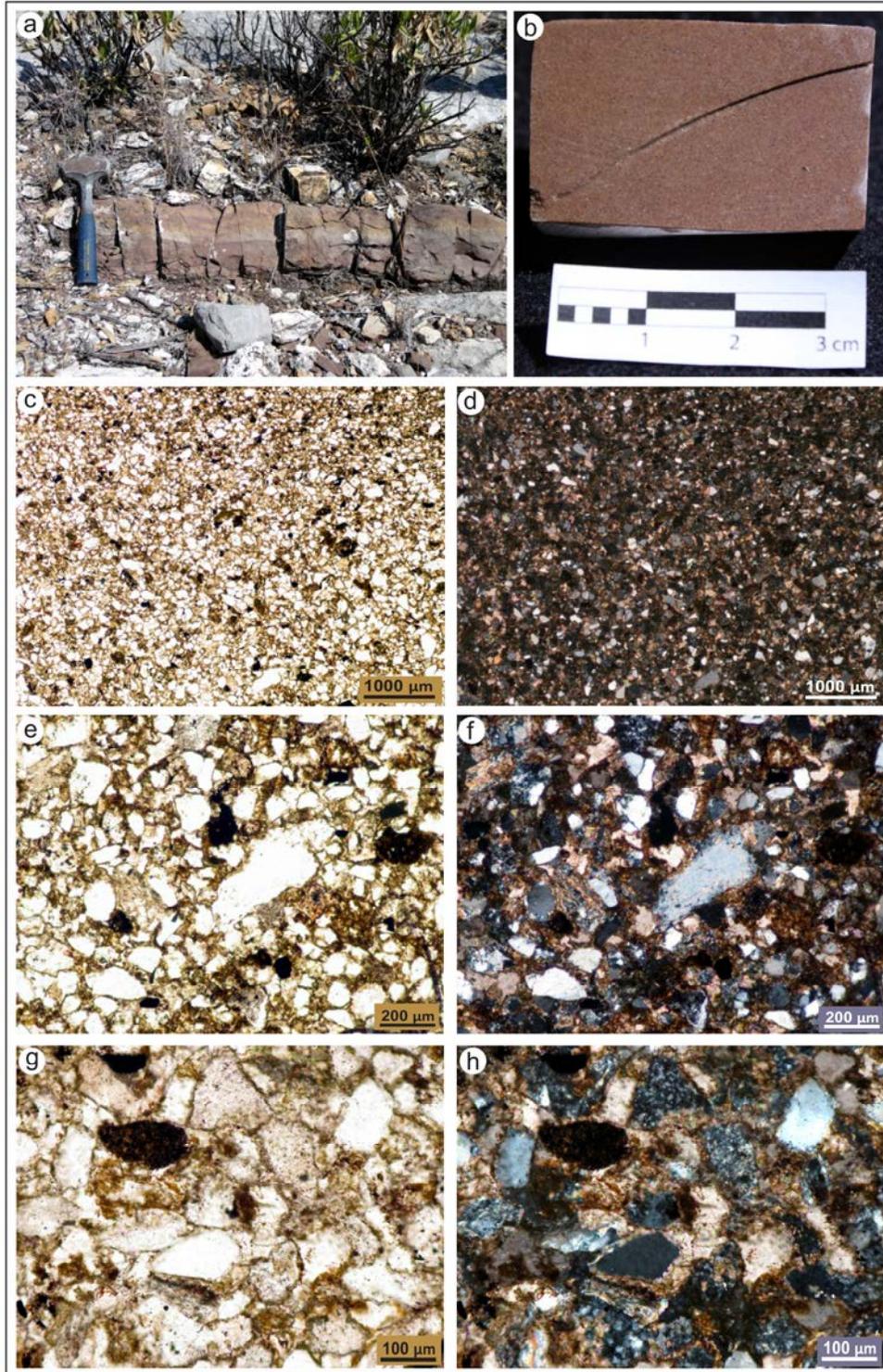


Figura 4.5. Facies de limolita roja. a) Afloramiento de depósitos fluviales de limolita roja (al fresco) y amarillentas (meteorización) de estratificación delgada, b) detalle del tamaño de grano del limo (0.062 - 0.031 mm) de esta facies. (c), (d), (e), (f), (g) y (h) fotomicrografías: textura clástica pelítica (d) nícoles paralelos y (e) nícoles cruzados; cuarzo mono y criptocristalino, abundante hematita y dolomita, (e) nícoles paralelos y (f) nícoles cruzados; abundante calcita reemplazando a los minerales, (g) nícoles paralelos y (h) nícoles cruzados.

Arenisca beige-amarillento de grano fino a medio

Descripción y relaciones de campo. Esta facies se caracteriza por su color y por su escasa cantidad de matriz, aflora de manera regular en el intervalo de 48 a 122 m y posteriormente aflora esporádicamente, su último registro es a los 330 m de la sección estratigráfica medida. Presenta estratificación mediana a delgada, discreta laminación paralela y color gris claro (al fresco) con cambios laterales y verticales a color beige-amarillento por meteorización. Esta facies tiene un buen grado de selección, la mayoría de los componentes son del tamaño de la arena (0.12-0.5 mm), los detritos son subangulosos a subredondeados y consisten principalmente de cuarzo monocristalino y frecuentes granos oxidados (Figs. 4.6a y 4.6b). Existen escasos horizontes muy delgados de esta facies, en la parte media de la sección estratigráfica, pero de grano muy fino con posibles rizaduras y alineamientos de color rojizo, posiblemente por oxidación o meteorización de algunos granos (Figs. 4.6c y 4.6d). Su color también es beige, pero presenta variaciones laterales y verticales a color verde.

Petrografía. La textura de esta facies es clástica psamítica, bien seleccionada, formada por detritos subredondeados a subangulosos del tamaño las arenas medias (0.5 - 0.25 mm) a finas (0.25-0.125 mm). Estas arenas consisten principalmente de cuarzo poli (33.3 %) – y monocristalino (18.8 %) y de fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios (19.9 %) (Figs. 4.6c-f), escaso feldespato (0.7 %) y escasos fragmentos de tobas félsicas (0.2 %). Como minerales pesados, frecuentes minerales ferromagnesianos oxidados (Fig. 4.6d) y abundantes circones detríticos. Los horizontes de grano muy fino tienen una textura clástica pelítica, y consisten de cuarzo mono- y policristalino del tamaño del limo grueso (0.062 - 0.031 mm) y de minerales arcillosos. El cemento en esta facies es principalmente cuarzo sintaxial (Figs. 4.6e y 4.6f) y localmente arcillas diagenéticas como cemento (caolinita, illita, clorita). Hay frecuente calcita en fracturas y reemplazando a los minerales originales. Los contactos entre los granos son cóncavos-convexos y suturados debido a compactación mecánica y química. La etapa de madurez textural de esta facies

es madura. De acuerdo a las clasificación de Folk (1974) y Pettijohn *et al.* (1987), esta facies corresponde a litarenitas y arenitas líticas, respectivamente (Fig. 4.7).

Ambiente de depósito: El color claro, tamaño de grano, buena clasificación, discreta laminación paralela, escasa cantidad de matriz y la asociación de estas areniscas con las facies carbonatadas sugiere un ambiente marino somero. Posiblemente estas areniscas fueron depositadas en la plataforma interna por frentes deltaicos (Brown, 1969; Saller *et al.*, 1994; Krainer *et al.*, 2004). Al igual que las facies continentales, esta facies subyace a facies carbonatadas marinas someras; lo que implica que también representa depósitos asociados a descensos del nivel relativo del mar. Al quedar expuesta la plataforma carbonatada, sistemas fluviales y deltaicos la cortaban depositando sus sedimentos en valles de incisión fluvial y frentes deltaicos (Saller *et al.*, 1994; Krainer *et al.*, 2004; Ambrose *et al.*, 2009).

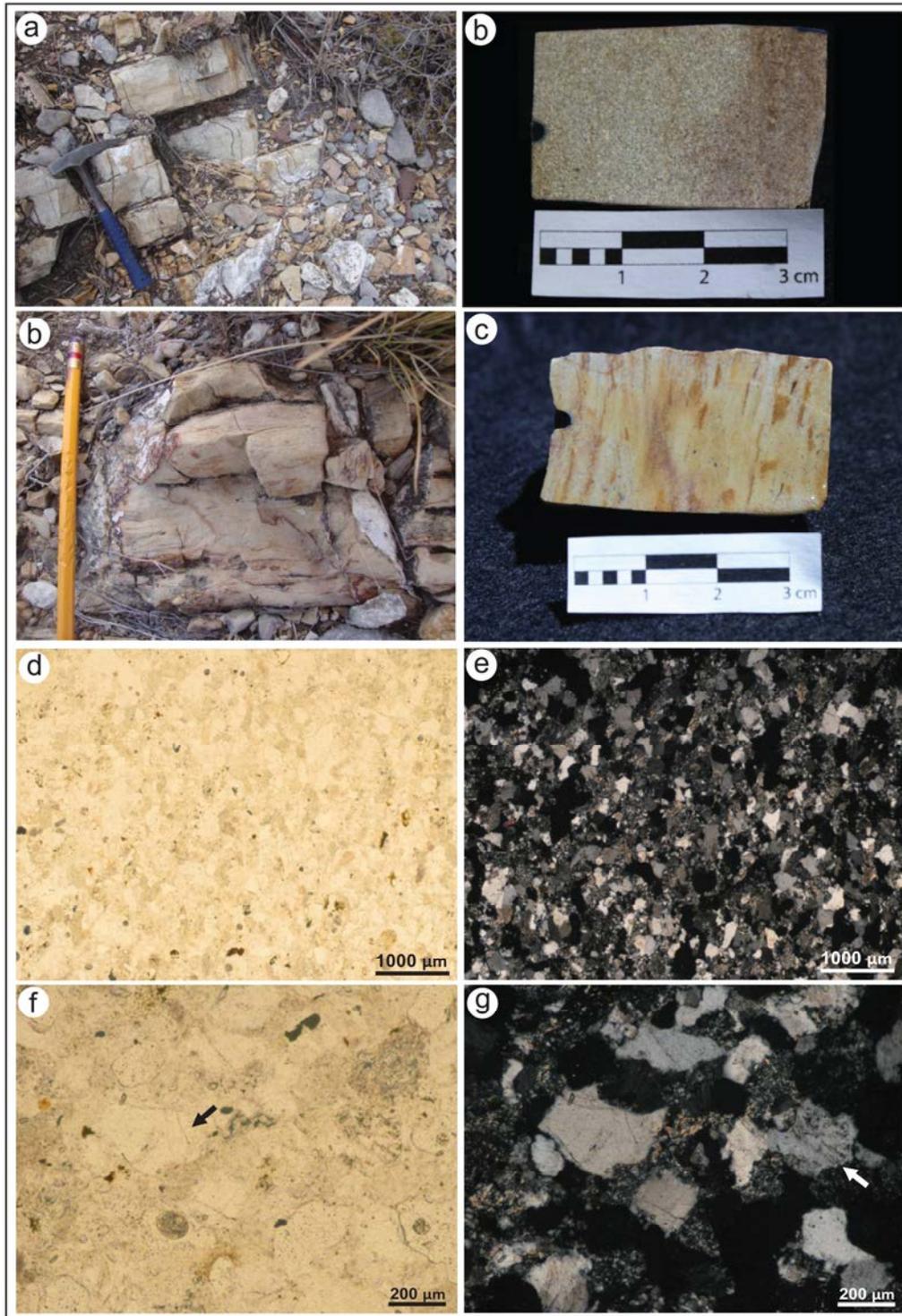


Figura 4.6. Facies de arenisca beige-amarillento de grano fino a medio. a) Afloramiento de las areniscas marinas de frente deltaico beige amarillento de estratificación delgada y b) detalle del color al fresco; c) areniscas marinas de grano muy fino y d) detalle de las zonas posiblemente oxidadas. (e), (f), (g) y (h) fotomicrografías de esta arenisca: textura clástica psamítica bien seleccionada, (e) nícoles paralelos y (f) nícoles cruzados; abundante cuarzo mono- y policristalino, cemento sintaxial de cuarzo (flecha negra) y contactos suturados entre los granos (flecha blanca), (g) nícoles paralelos y (h) nícoles cruzados.

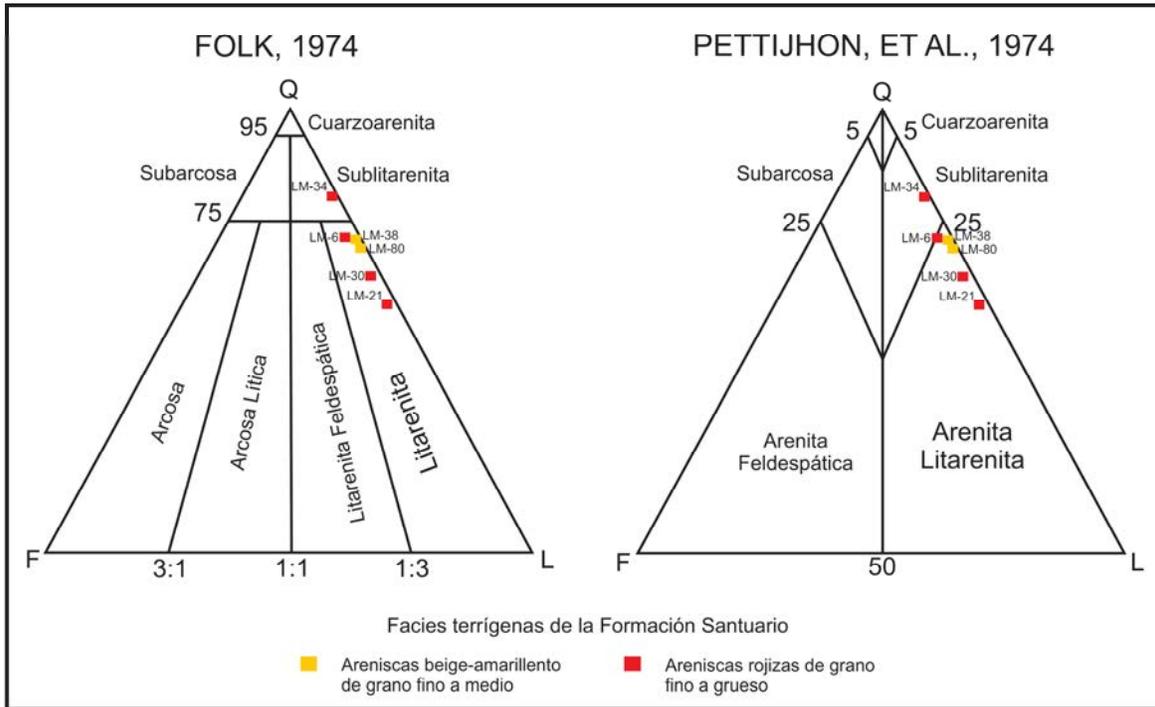


Figura 4.7. Clasificación de las areniscas de la Formación Santuario, de acuerdo a Folk (1974) y a Pettijhon, *et al.* (1974).

Facies carbonatadas

Mudstone-wackestone limoso dolomitizado

Descripción y relaciones de campo. Esta facies aflora de manera regular en los primeros 140 m de la sección estratigráfica medida, es de color gris claro con variaciones verticales y horizontales a color ocre por meteorización. Presenta estratificación mediana a gruesa (Fig. 4.8a), abundantes limos y arenas de cuarzo (Fig. 4.8b) y frecuente bioturbación del icnogénero *Thalassinoides* (Fig. 4.8b y 4.8c).

Petrografía. Esta facies está totalmente dolomitizada, sin embargo, es posible reconocer la textura original de mudstone a wackestone por los fantasmas de bioclastos. Esta facies tiene tres tipos de cristales de dolomita, que varían en tamaño y/o forma: hipidiotópico (planar-s: cristales subheudrales) de grano fino; hipidiotópico (planar-s: cristales subheudrales) de grano medio (Figs. 4.8d y 4.8e) y xenotópico (planar-a: cristales anhedrales) de grano fino. Aparentemente, los cristales finos de dolomita reemplazaron al lodo calcáreo y los cristales de grano medio a los granos carbonatados. Los componentes terrígenos abarcan del 10 al 30% de la composición de la roca, son del tamaño de limos (0.062 - 0.031 mm) y arenas finas (0.12 - 0.25 mm) y consisten de cuarzo mono- y policristalino y escaso feldespato (Figs. 4.8f y 4.8g), subangulosos a subredondeados. De acuerdo a Dunham (1962) esta facies se clasifica como carbonato cristalino.

Ambiente de depósito. Las características macro y microscópicas de esta facies corresponden con texturas soportadas por lodo, que se depositan en ambientes de baja energía, probablemente debajo de la línea base de las olas en condiciones normales (*fairweather wave-base*). La presencia de limos y arenas subangulosas indica aporte sedimentario de ambientes cercanos a la costa, este aporte terrígeno probablemente limitó el desarrollo de la fauna bentónica en la fábrica de carbonatos (Jones y Desrochers, 1992; Schlager, 2003). La textura, los limos y la posición estratigráfica sugieren un ambiente lagunar de interior de plataforma.

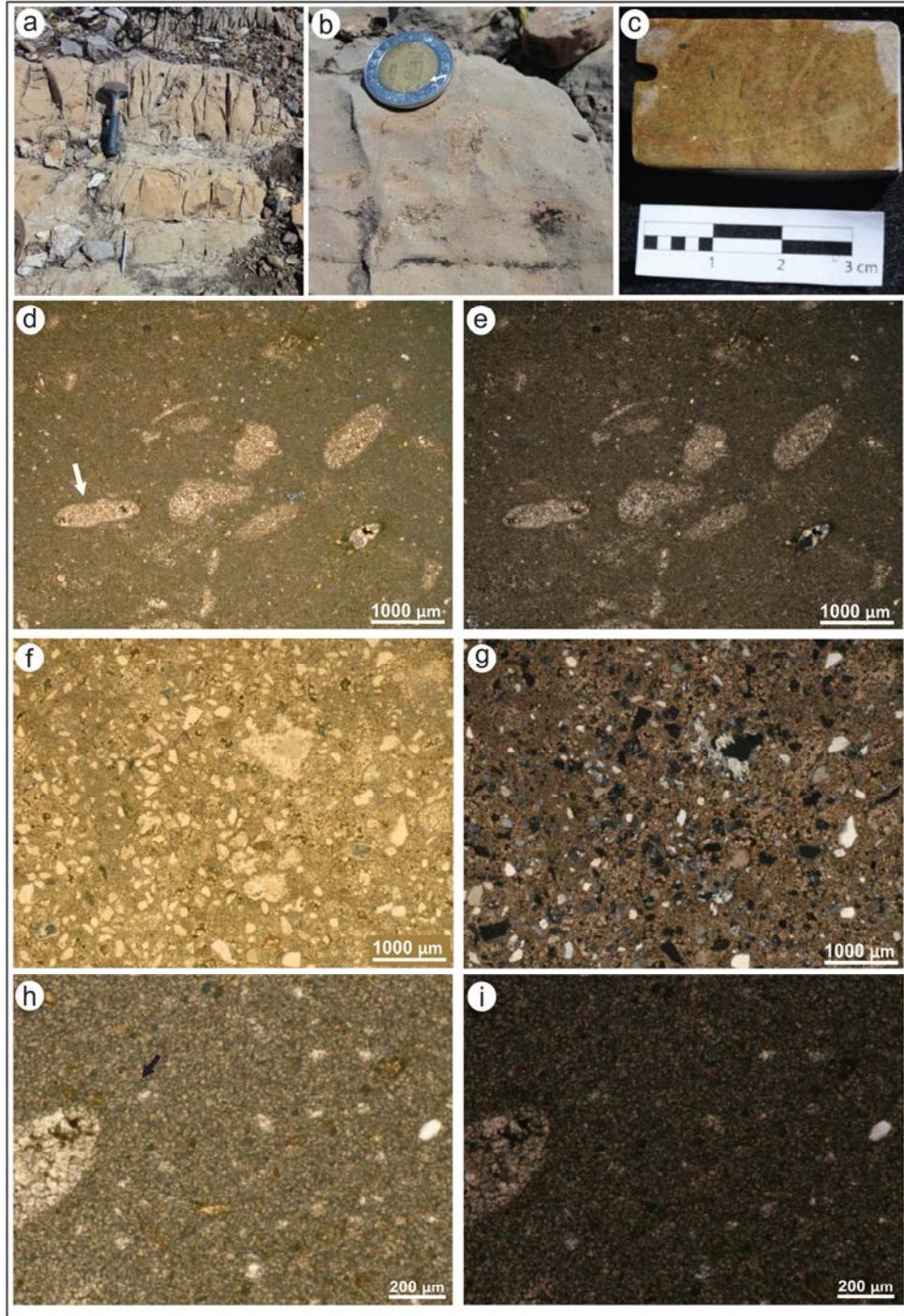


Figura 4.8. Facies de mudstone-wackestone limoso dolomitizado. a) Afloramiento de estratos medianos color ocre dolomitizadas, b) detalle de galerías Thalassinoides con abundantes arenas y limos de cuarzo, c) detalle de los limos de cuarzo y de posibles bioclastos o granos carbonatados (zonas más claras). (c), (d), (e), (f), (g) y (h) fotomicrografías de este depósito marino somero: cristales de dolomita xenotópicos de grano en el lodo calcáreo y cristales hipidiotópicos de grano medio en posibles bioclastos (flecha), (c) nícoles paralelos y (d) nícoles cruzados; detalle de los limos de cuarzo mono- y policristalino, (f) nícoles paralelos y (g) nícoles cruzados; detalle de los distintos tipos (forma y tamaño) de cristales de dolomita, (h) nícoles paralelos y (i) nícoles cruzados.

Wackestone de intraclastos arcillo-limoso

Descripción y relaciones de campo. Esta facies es de color ocre (Fig. 4.9a), con abundantes fragmentos de bioclastos (4.9b) y escasos limos y arenas de cuarzo monocristalino. Se presenta en capas delgadas a medianas, semi-consolidadas y pobremente expuestas. Aflora en la parte media de la sección estratigráfica en el intervalo de 270-320 m donde predomina la sedimentación calcárea. El contacto de esta facies con las facies carbonatadas es transicional.

Petrografía. Frecuentes fragmentos de moluscos, escasos foraminíferos bentónicos (textuláridos) y escasos intraclastos sub-angulosos a sub-redondeados (Figs. 4.9c y 4.9d). Cuarzo monocristalino subredondeados a subangulosos (Figs. 4.9e y 4.9f) y escasos minerales opacos.

Ambiente de depósito. Los moluscos y foraminíferos bentónicos de cámaras aglutinadas (textuláridos) indican un ambiente lagunar somero. El contenido fósil, la asociación de facies y la posición estratigráfica de estas capas, permiten inferir un ambiente de interior de plataforma.

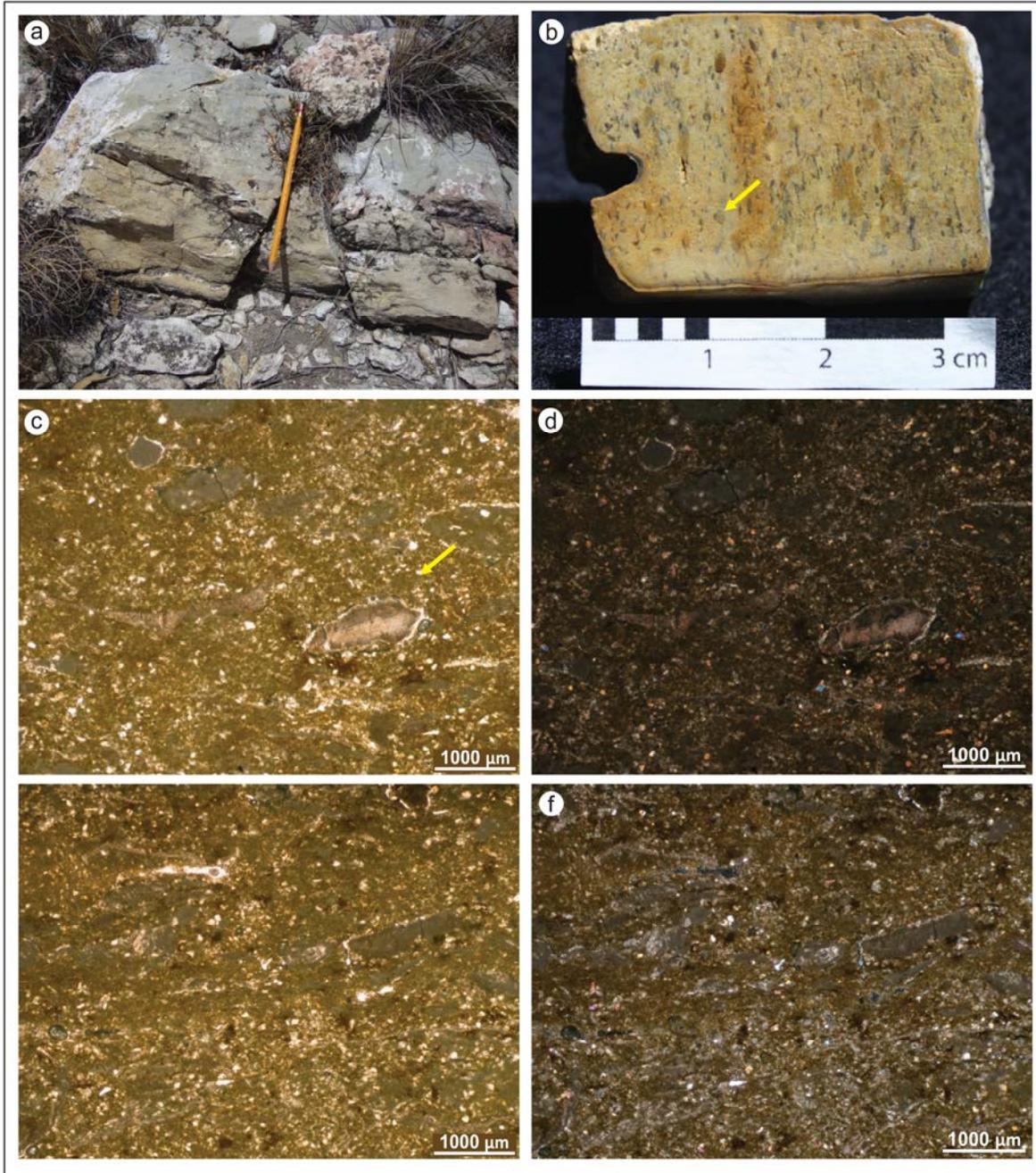


Figura 4.9. Facies de wackestone de intraclastos arcillo-limoso. a) Afloramiento en capas delgadas color ocre, pobremente expuestas; b) detalle de los fragmentos de moluscos (flecha amarilla). (c), (d), (e) y (f) fotomicrografías de este depósito marino somero: fragmentos de moluscos (flecha amarilla) y cuarzo monocrystalino del tamaño del limo, (c) nícoles paralelos y (d) nícoles cruzados. Fragmentos de intraclastos (flecha amarilla), (e) nícoles paralelos y (f) nícoles cruzados.

Las siguientes facies carbonatadas de la Formación Santuario:

- Mudstone-wackestone de bioclastos,
- Packstone-grainstone de bioclastos
- Boundstone de *Toucasia* sp.
- Boundstone de *Chondrodonta* sp.

También están presentes en la Formación El Abra, por lo que se describirán únicamente en el siguiente apartado.

4.3 Facies carbonatadas de la Formación El Abra

Facies de submarea

Mudstone-wackestone de bioclastos

Descripción y relaciones de campo. Esta facies se presenta en estratos medianos a masivos (40 -160 cm de espesor) de color gris claro a gris intermedio por meteorización, con escasos gasterópodos, frecuentes nódulos rellenos de calcita, algunas capas intensamente bioturbadas y compactadas. La bioturbación se atribuye al icnogénero *Thalassinoides*, formadas crustáceos decápodos (Seilacher, 1986; Frey y Seilacher, 1980; Schlirf, 2000). Estas galerías son cilíndricas y ramificadas, con un anchura de 1-4 cm, de diferentes colores: gris claro, gris oscuro, rosa claro (Figs. 4.10a, 4.10b y 4.10c) y amarillo ocre cuando están dolomitizadas, estas galerías están rellenas de mudstone a grainstone de bioclastos. La compactación intensa exhibe en algunos casos capas de apariencia nodular o de aspecto "foliado" con abundantes estilolitas paralelas a la estratificación. Es frecuente que esta facies esté dolomitizada, principalmente en la base de la sección estratigráfica (en el intervalo de 0-130 m). Las partes dolomitizadas se presentan en estratos medianos (40 cm) a gruesos (2 m), de color gris claro con variaciones verticales y horizontales a color crema grisáceo por meteorización (Fig. 4.10d), con escasos vórgulos rellenos de calcita blanca. También está bioturbada (Fig. 4.10e), fracturada intensamente y con aspecto nodular por la compactación mecánica y química. La facies de mudstone-wackestone de bioclastos es la más abundante en la sección estratigráfica y se encuentra en la base de las parasecuencias de submarea y de perimarea que se somerizan verticalmente.

Petrografía. Esta facies varía de mudstone a wackestone de bioclastos. Los bioclastos consisten principalmente de foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) (Figs. 4.10g y 4.10h) y fragmentos de algas verdes dasicladáceas (Fig. 4.10i) y en menor cantidad de escasos peloides, intraclastos, fragmentos de gasterópodos, valvas desarticuladas de ostrácodos y ocasionalmente espinas y placas de equinodermos. Ocasionalmente también

contiene limos de cuarzo monocristalino, que integran del 5 al 10 % de la composición de esta facies. El lodo calcáreo varía de incipiente a fuertemente recristalizado. Es común la presencia de los foraminíferos bentónicos *Choffatella decipiens* Slumberger, 1905 y *Vercorsella wintereri* Arnaud Vanneau y Sliter, 1995 y de las algas verdes dasicladáceas *Salpingoporella annulata* Carozzi, 1953 y *Salpingoporella dinarica* Raidocičić, 1959, que son importantes marcadores bioestratigráficos. La facies de mudstone-wackestone de bioclastos presenta dolomitización selectiva en las galerías y un grado variable de dolomitización. Algunas galerías tienen dolomitización incipiente, de textura porfiriotópica (cristales euhedrales de dolomita de grano fino) (Fig. 4.10f) y otras, están completamente dolomitizadas, con cristales de grano fino que varían de xenotópicos (planar-a: cristales anhedrales) a hipidotópicos (planar-s: cristales subhedrales) (Fig. 4.10g). En las partes totalmente dolomitizadas es posible reconocer la textura original de mudstone a wackestone por los fantasmas de algas verdes dasicladáceas, foraminíferos bentónicos y gasterópodos (Fig. 4.10m). En estas zonas totalmente dolomitizadas se reconocen tres tipos de cristales de dolomita, que varían en tamaño y/o forma: xenotópicos (planar-a: cristales anhedrales) de grano fino, grano muy grueso y microcristalino (Fig. 4.10j); hipidotópicos (planar-s: cristales subhedrales) de grano grueso y grano medio (Fig. 4.10k) e idiotópicos (planar-e: cristales euhedrales) de grano grueso. En algunos casos se presenta una dolomitización selectiva respecto al tamaño de los cristales de dolomita, los cristales finos reemplazan al lodo calcáreo y los cristales de grano medio reemplazan a los granos carbonatados (Fig. 4.10l). La secuencia paragenética general esta facies es: i) dolomitización, ii) fracturas rellenas de calcita en bloque y iii) disolución por presión, con escaso a nulo hidrocarburo en la matriz calcárea.

Ambiente de depósito: La asociación faunística y la icnofábrica presentes en esta facies indican ambientes marinos de aguas someras, aguas cálidas y bien oxigenadas y sustrato pobremente consolidado (Selvius y Wilson, 1985; Flügel 2004; Husinec y Sokač, 2006; Neto de Carvalho *et al.*, 2007; Vlahovic *et al.*, 2011; Mónaco *et al.*, 2012). La textura depositacional soportada por lodo y la icnofábrica indican ambientes tranquilos de baja energía en zonas de submarea, posiblemente depositadas debajo de línea base de las olas

en condiciones normales (*fairweather wave-base*) (Frey y Seilacher, 1980; Locklair y Savrda, 1998; Flügel 2004). Por lo que se propone un ambiente lagunar de plataforma interna. Estos depósitos están sobreyaciendo a las facies terrígenas fluviales y subyaciendo a las facies carbonatadas someras de alta energía, la predominancia del lodo carbonatado y las capas de gran espesor indica que representan depósitos asociados a la transgresión del nivel relativo del mar. Estos procesos y patrones de apilamientos de facies están documentados en sistemas carbonatados de diferentes edades (Kerans y Fitch, 1995; Kerans y Tinker, 1997; Lehmann *et al.*, 1998; Lehmann y Goldhammer, 1999; Lehmann *et al.*, 2000).

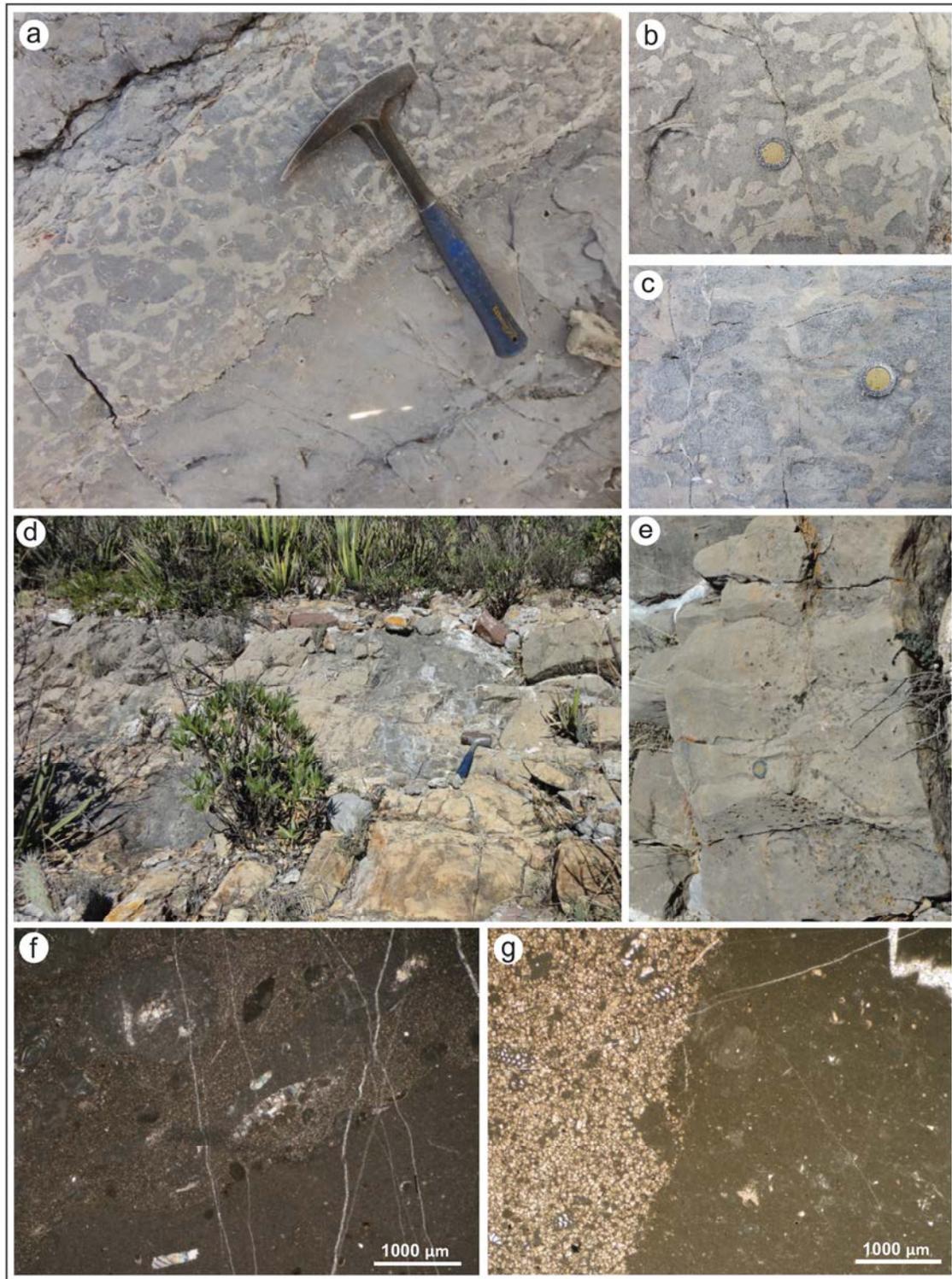


Figura 4.10. Facies de mudstone-wackestone de bioclastos. a) Afloramiento de capas gruesas intensamente bioturbadas, c) detalle de galerías del icnogénero *Thalassinoides*, d) capas masivas de esta facies totalmente dolomitizada, también bioturbada (e). (f) y (g) fotomicrografías de estas facies marinas someras: galerías parcialmente dolomitizadas en matriz de mudstone, (f) nícoles paralelos; mudstone con galerías dolomitizadas y con foraminíferos bentónicos texturáridos, (g) nícoles paralelos.

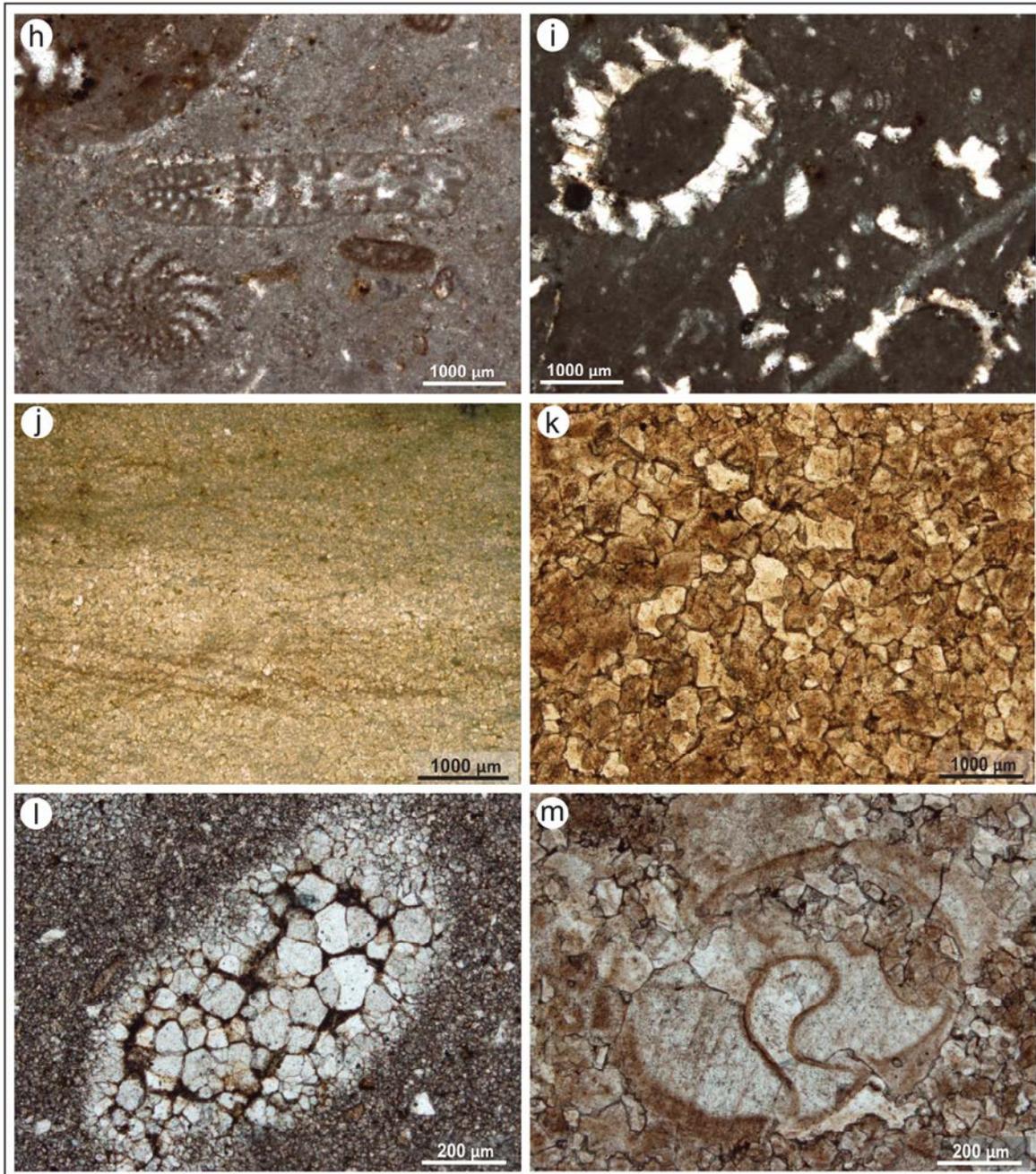


Figura 4.10. Facies de mudstone-wackestone de bioclastos, continuación. *Choffatella decipiens* Schlumberger, 1905 (h) nícoles paralelos; fragmentos de *Salpingoporella*, (i) nícoles paralelos; microcristales xenotópicos de dolomita, (j) nícoles paralelos; cristales hipidotópicos de dolomita de grano grueso, (k) nícoles paralelos; cristales hipidotópicos de grano grueso reemplazando a posible bioclasto, (l) nícoles paralelos; fantasma de gasterópodo, (m) nícoles paralelos.

Packstone-grainstone de bioclastos

Descripción y relaciones de campo. Esta facies se presenta en estratos delgados a medianos (de 30 a 60 cm de espesor) de color gris claro a gris oscuro (Fig. 4.11a), con frecuentes bioclastos de gasterópodos, pelecípodos y toucasias y granos carbonatados inorgánicos que consisten de oncoides e intraclastos (Figs. 4.11b y 4.11c). Presenta localmente bioturbación del icnogénero *Thalassinoides*, frecuentes estilolitas paralelas a la estratificación y en algunos apariencia nodular por la compactación mecánica. Aunque la facies de packstone-grainstone de bioclastos aflora casi en toda la columna estratigráfica (a excepción de los primeros 120 m) no es una facies abundante. Esta facies sobreyace a las facies de mudstone-wackestone de bioclastos y mudstone-wackestone dolomitizado formando parasecuencias de submarea, subyace a la facies de boundstone de criptoalgalaminitas formando parasecuencias de perimarea. Los contactos con las facies supra y subyacentes son graduales o estilolíticos.

Petrografía. Esta facies tiene una textura principalmente de packstone y en menor cantidad de grainstone, contiene abundantes y diversos bioclastos que consisten de foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) y fragmentos de algas verdes dasicladáceas (Fig. 4.11d) y en menor cantidad de peloides, fragmentos de moluscos (pelecípodos y gasterópodos), valvas desarticuladas de ostrácodos, intraclastos (Figs. 4.11d – 4.11g) y escasos oncoides. Se presentan ocasionalmente limos de cuarzo monocristalino que forman del 5 al 15% de la composición total de la roca. Estos granos carbonatados orgánicos e inorgánicos y el material terrígeno están contenidos en lodo calcáreo y/o están cementados por calcita en bloque. El lodo calcáreo varía de poco a fuertemente recristalizado. La diversidad de organismos se concentra en los foraminíferos bentónicos, que consisten en textuláridos de crecimiento biserial, espiral, planiespiral y uniserial y miliólidos de crecimiento biloculiniforme y quinqueloculiniforme. Es común la presencia de los foraminíferos bentónicos *Choffatella decipiens* Schlumberger, 1905; *Cuneolina parva* Henson, 1948 y *Nezzazzata isabellae* Arnaud Vanneau y Sliter, 1995, y de las algas verdes dasicladáceas *Salpingoporella annulata* Carozzi, 1953 y *Salpingoporella*

dinarica Raidocičić, 1959, que son significativos marcadores bioestratigráficos. La facies de packstone-grainstone de bioclastos presenta escasa dolomitización de tipo selectiva, los cristales de dolomita reemplazan a los granos carbonatados, a las galerías o algunas zonas de lodo calcáreo. La forma de los cristales de dolomita varía de xenotópicos (planar-a: cristales anhedrales de dolomita) a hipidiotópicos (planar-s: cristales sub-hedrales de dolomita) y el tamaño varía de microcristalino a cristales de grano grueso. La secuencia paragenética general es: i) calcitización de bioclastos, ii) dolomitización incipiente, iii) fracturas rellenas de calcita en bloque y iv) disolución por presión.

Ambiente de depósito: Los microfósiles presentes indican aguas marinas someras, salinidad normal, aguas cálidas y bien oxigenadas (Selvius y Wilson, 1985; Flügel 2004; Husinec y Sokac, 2006). Las texturas soportadas por granos y la escasa cantidad de lodo calcáreo sugieren ambientes de alta energía, depositados probablemente sobre línea base de las olas en condiciones normales (*fairweather wave-base*). Con base en lo anterior y a la asociación de foraminíferos bentónicos y algas verdes dasicladáceas se sugiere un ambiente lagunar marino somero de plataforma interna (Selvius y Wilson, 1985; Flügel 2004; Dragastan *et al.*, 2005). Estos depósitos sobreyacen a las facies carbonatadas someras de baja energía (soportadas por lodo), el aumento en la cantidad de granos carbonatados y las capas de poco espesor indica que representan depósitos asociados al aumento del nivel relativo del mar. Estos patrones de apilamiento de facies están documentados en otros sistemas carbonatados (Kerans y Fitchen, 1995; Kerans y Tinker, 1997; Lehmann *et al.*, 1998; Lehrmann y Goldhammer, 1999; Lehmann *et al.*, 2000).

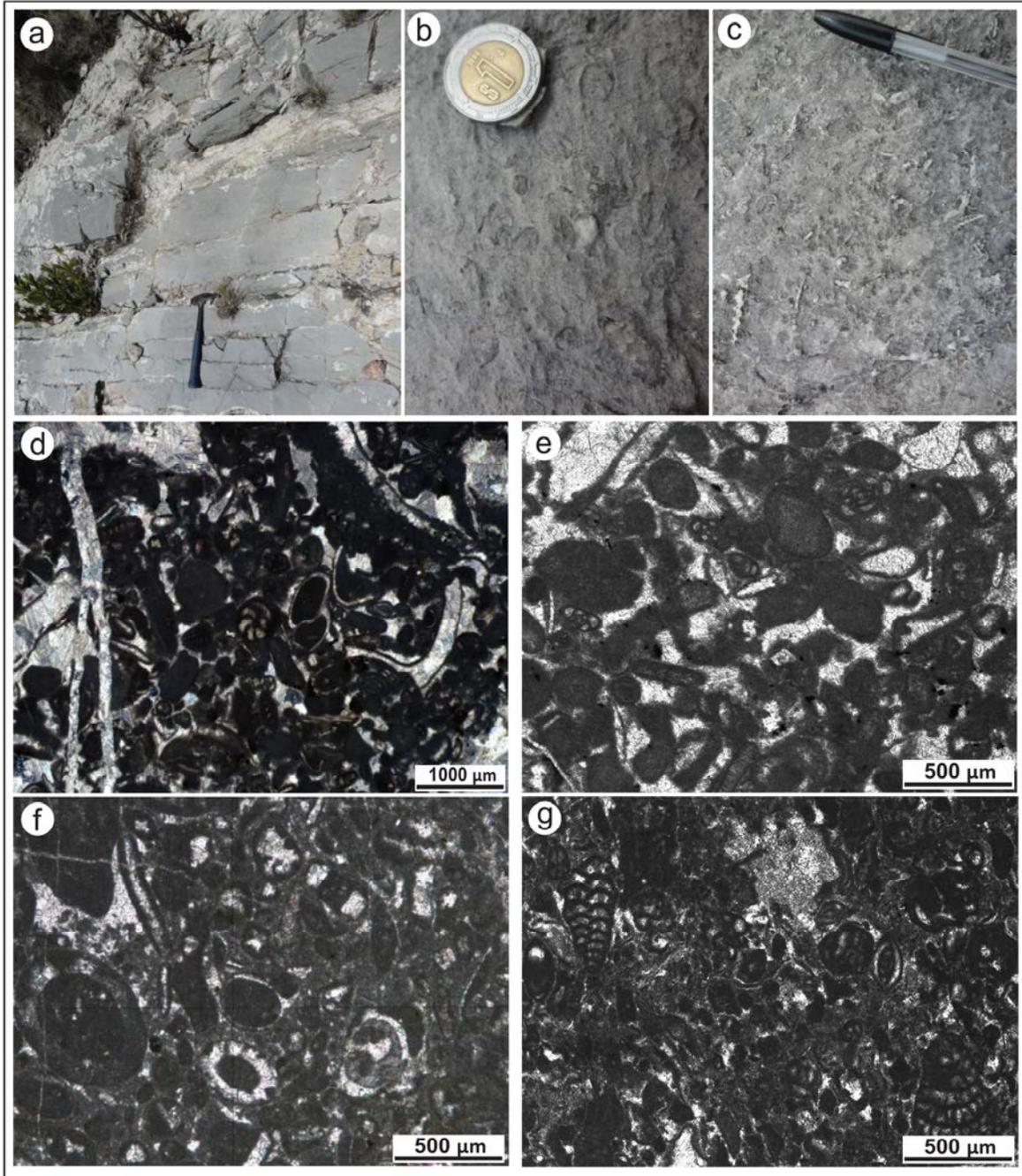


Figura 4.11. Facies de packstone-grainstone de bioclastos. a) Afloramiento de facies lagunares de alta energía en capas delgadas y medianas color gris claro; b) y c) detalle de los fragmentos de gasterópodos. (d), (e), (f) y (g) fotomicrografías de este depósito lagunar: d) grainstone de foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos), gasterópodos, peloides e intraclastos, nícoles paralelos e) y f) packstone de miliólidos, algas verdes dasicladáceas e intraclastos, nícoles paralelos; g) packstone de bioclastos con textuláridos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, nícoles paralelos.

Boundstone de *Toucasia* sp.

Descripción de campo. Se presentan en capas medianas a gruesas (de 60-115 cm de espesor) de color gris claro con abundantes *Toucasia* sp., (Figs. 4.12a y 4.12b). Esta facies es poco frecuente, se localiza solo en la parte media (170 m) y en la cima de la sección estratigráfica (615 m). Los boundstones de *Toucasia* sp., se localizan en la cima de las parasecuencias de submarea que se somerizan verticalmente.

Petrografía. La textura de la matriz varía de mudstone a wackestone. Y los componentes orgánicos carbonatados consisten de abundantes fragmentos de *Toucasia* sp., (Figs. 4.12c –4.12d) y en menor cantidad de escasos fragmentos de gasterópodos, foraminíferos bentónicos textuláridos (biserials y espirales), fragmentos de algas verdes dasicladáceas y valvas desarticuladas de ostrácodos. En general se presenta incipiente dolomitización, los cristales de dolomita tienen textura porfiriotópica (cristales euhedrales) de grano fino (Fig 4.12c). La secuencia paragenética general es i) dolomitización y ii) generación de fracturas rellenas de calcita en bloque.

Ambiente de depósito: la presencia de *Toucasia* permite inferir un ambiente lagunar marino somero de plataforma interna, posiblemente sobre línea base de las olas en condiciones normales (*fairweather wave-base*). Probablemente estos organismos formaron bioestromas en donde las condiciones de baja energía en áreas protegidas de la plataforma permitieron su conservación completa. Estos depósitos se encuentran en la cima de las facies carbonatadas someras, de baja y alta energía, formando parasecuencias de submarea, el aumento en la cantidad de componentes carbonatados (tendencia granocreciente) y la tendencia al adelgazamiento de las capas indica que representan depósitos asociados al aumento del nivel relativo del mar.

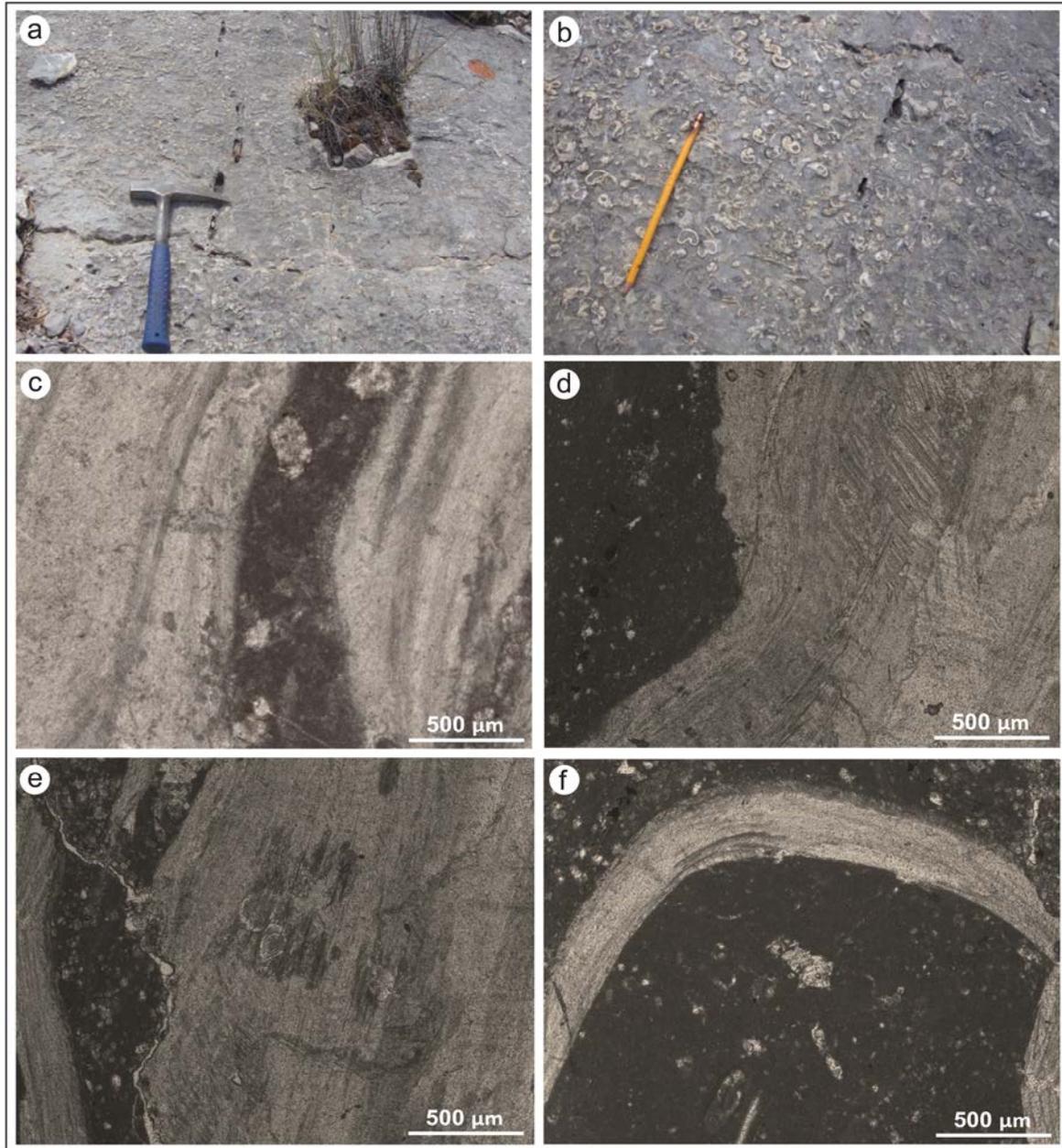


Figura 4.12. Facies de boundstone de *Toucasia* sp. a) Afloramiento de capas gruesas con abundantes *Toucasia*; b) detalle de *Toucasia*. (c), (d), (e) y (f) fotomicrografías de este depósito lagunar, con fragmentos de *Toucasia* en matriz de mudstone, nicoles paralelos.

Boundstone de *Chondrodonta* sp.

Descripción de campo. Esta facies se presenta en capas delgadas (15 - 25 cm de espesor) de color gris oscuro que varía a gris claro por meteorización, con abundante *Chondrodonta* sp., (Figs. 4.13a y 4.13b), en algunas ocasiones estos bivalvos están en posición de crecimiento. Los boundstones de *Chondrodonta* sp., son poco frecuentes, afloran a partir de los 170 m y hasta la cima de la sección stratigráfica medida. Esta facies se localiza en la cima de las parasecuencias de submarea que se somerizan verticalmente.

Petrografía. La textura de la matriz varía de mudstone a wackestone. Los bioclastos consisten de fragmentos de *Chondrodonta* sp., (Figs. 4.13c a 4.13f) y en menor cantidad de foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) y valvas desarticuladas de ostrácodos. Se presentan ocasionalmente limos de cuarzo monocristalino, formando menos del 5% (Figs. 4.13c y 4.13d), de la composición total de la roca. Hay dolomitización incipiente, los cristales de dolomita tienen una textura porfiriótica (cristales euhedrales) de grano medio. La secuencia paragenética general es: i) generación de fracturas rellenas de calcita en bloque, ii) compactación química (estilolitas), iii) escasa porosidad de canal, iv) dolomitización incipiente y v) escasa micritización, también se observa escaso hidrocarburo diseminado en la matriz y en estilolitas.

Ambiente de depósito: la presencia de *Toucasia* sp., permite inferir un ambiente lagunar de interior de plataforma, depositado posiblemente sobre línea base de las olas en condiciones normales (*fairweather wave-base*). Se infiere que estos organismos formaron bioestromas en áreas protegidas de la plataforma, con condiciones de baja energía que permitieron su conservación completa e *in situ*. Esta facies junto con el boundstone de *Toucasia* sp., se presentan en la cima de los ciclos carbonatados formando parasecuencias de submarea y representan depósitos asociados al aumento del nivel relativo del mar (Kerans y Fitchen, 1995; Kerans y Tinker, 1997).

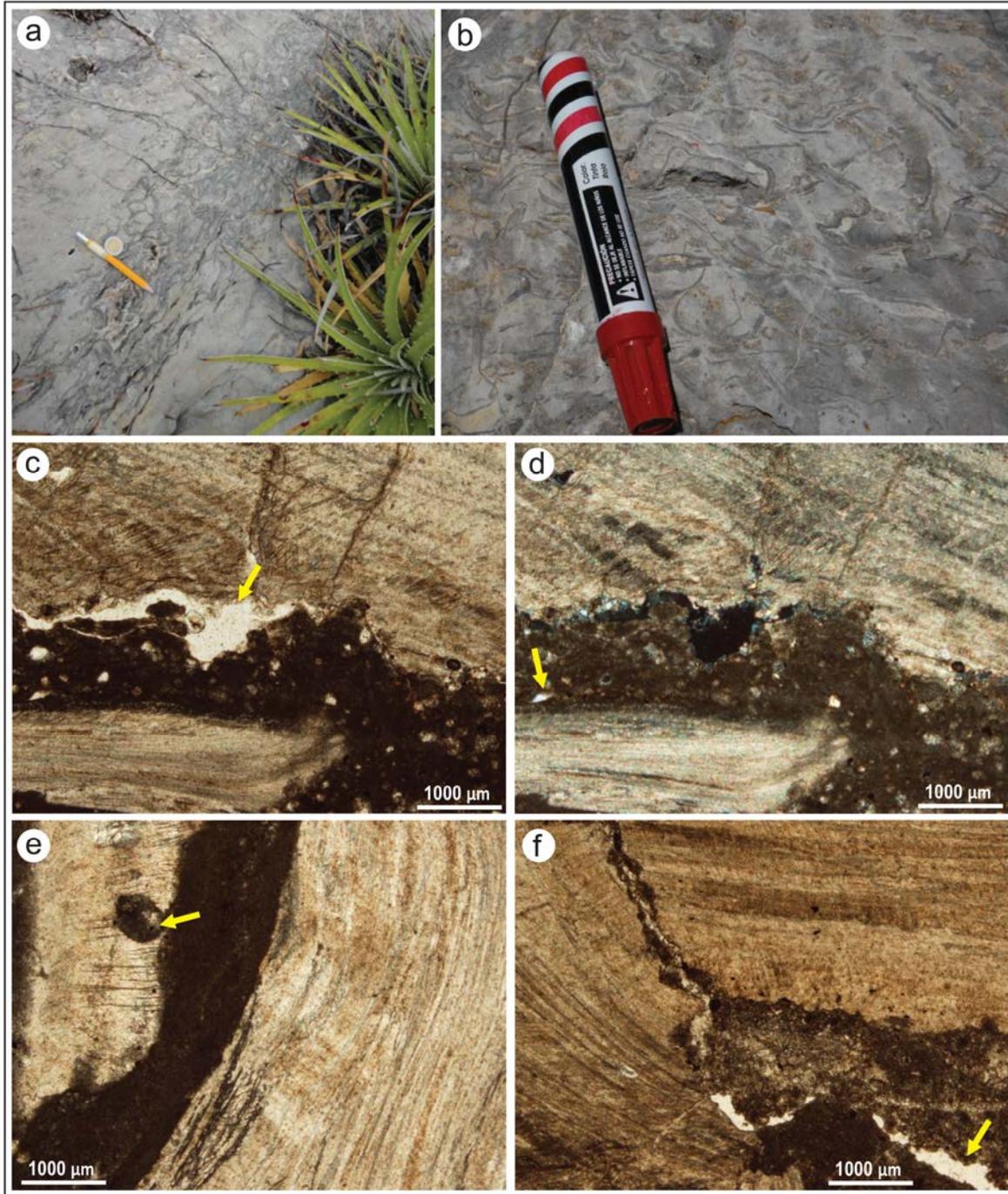


Figura 4.13. Facies de boundstone de *Chondrodonta* sp. a) Afloramiento de bioestromas delgados de *Chondrodonta* sp y b) detalle de estos macrofósiles. (c), (d), (e) y (f) fotomicrografías de estas facies marinas someras: fragmentos de *Chondrodonta* sp., en matriz de wackestone, disolución química y porosidad de canal (flecha), (c) nícoles paralelos; escasos limos de cuarzo monocristalino (flecha), (d) nícoles cruzados; micritización en fragmentos de *Chondrodonta* sp., (flecha), (e) nícoles paralelos; disolución por presión y porosidad de canal (flecha), (f) nícoles paralelos.

Facies de supramarea

Boundstone de criptoalgalaminitas

Descripción de campo. Esta facies se presenta en estratos delgados (de 5 a 15 cm de espesor) a medianos (de 15 a 50 cm de espesor) de color gris claro (Figs. 4.14a – 4.14c) con criptoalgalaminitas de cianobacteria (láminas irregulares con tendencia paralela a la estratificación) y aflora en la parte media y cima de la sección estratigráfica. Los boundstones de criptoalgalaminitas están en la cima de los ciclos que se somerizan verticalmente, formando parasecuencias de perimarea.

Petrografía. Criptoalgalaminillas muy finas e irregulares que consisten de micrita de color café oscuro (Figs. 4.14d - 4.14g) y en menor cantidad valvas desarticuladas de ostrácodos. El lodo calcáreo varía de poco a fuertemente recristalizado. Esta facies está parcialmente dolomitizada, con texturas porfiriotópicas (cristales euhedrales), cristales xenotópicos (planar-a: cristales anhedrales) microcristalinos e hipidiotópicos (planar-s: cristales subhedrales) de grano medio a grueso. La secuencia paragenética general de esta facies consiste de: i) escasa dolomitización, ii) moderada disolución por presión y iii) escaso fracturamiento, fracturas rellenas de calcita en bloque. La presencia de hidrocarburo en esta facies es escasa, se observa de forma diseminada en el lodo calcáreo o dentro de las estilolitas.

Ambiente de depósito: La laminación irregular microbiana sugiere un ambiente de supramarea. Las láminas son resultado de la actividad de las cianobacterias que atrapan y fijan el sedimento y la poca a nula diversidad de organismos indica un ambiente con condiciones restringidas, debido posiblemente a una exposición regular a condiciones subaéreas o condiciones hipersalinas. El hecho de que las criptoalgalaminitas se encuentren coronando a los ciclos carbonatados sugiere que corresponden a la parte más somera, formados por la progradación y apilamiento de facies de supramarea sobre facies de submarea durante la etapa tardía o regresiva del nivel alto del mar. Algunos ejemplos

de estos patrones de apilamiento de facies se han documentado por Kerans y Fitchen, 1995 y Lehmann *et al.*, 2000.

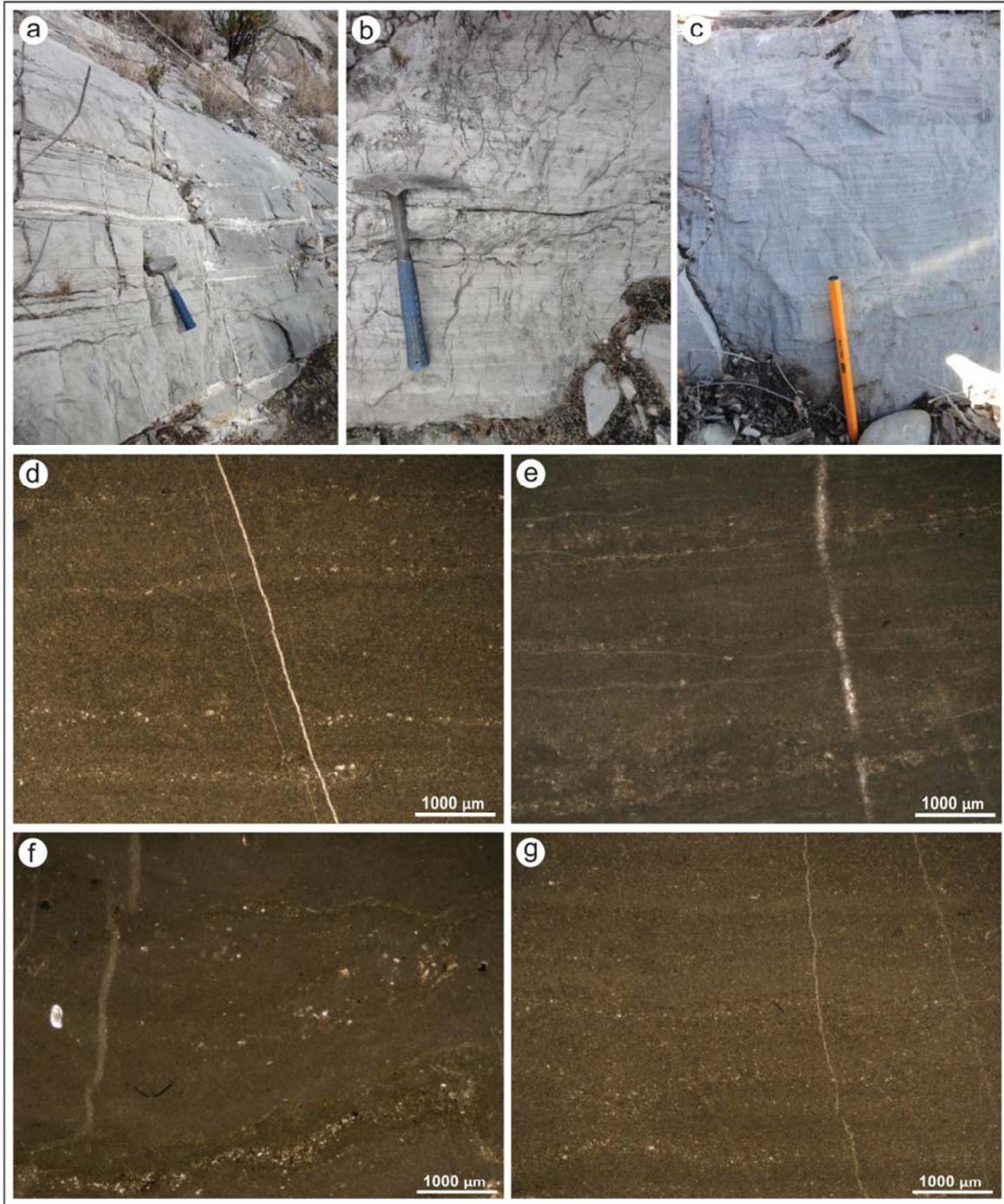


Figura 4.14. Facies de Boundstone de criptobryozoos. a) Afloramiento de capas delgadas con láminas de cianobacteria; b) y c) detalle de las láminas microbianas. (d), (e), (f) y (g) fotomicrografías de estas facies de supramarea: láminas irregulares de cianobacterias y escasas fracturas rellenas de calcita en bloque, fotomicrografías con nicoles paralelos.

CAPÍTULO V. GEOCRONOLOGÍA U-Pb DE CIRCONES LOS DETRÍTICOS E ÍGNEOS DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN SANTUARIO

Con el objetivo de inferir la procedencia de las areniscas de la sucesión mixta terrígeno-carbonatada de la Formación Santuario, se dataron por el método U-Pb circones gneos de la toba vitro-cristalina desvitrificada (LM-2') y circones detríticos de dos muestras de areniscas (LM-2 y LM-80); estas muestras fueron colectadas en la base de la sección estratigráfica estudiada y en la parte media y superior de la Formación Santuario, respectivamente (Fig. 5.1). Las muestras LM-2 y LM-80 corresponden a litarenitas y arenitas líticas, de acuerdo con las clasificaciones de Folk (1974) y Pettijohn *et al.* (1987), respectivamente. La primera se depositó en un ambiente fluvial y la segunda en un ambiente deltaico, mientras que la muestra de toba félsica corresponde a un depósito de caída de cenizas.

5.1 Morfología de circones ígneos y detríticos

Circones ígneos

Los circones de la toba vitro-cristalina desvitrificada (LM-2') son principalmente incoloros y en menor cantidad rosa claro. Sus dimensiones varían de 100 a 250 μm . La mayoría de estos circones son euhedrales prismáticos y subhedrales-subredondeados y redondeados (Fig. 5.2) en menor cantidad. Los circones de origen ígneo bajo catodoluminiscencia muestran ligera zonación concéntrica, cristales sin estructura interna y cristales con núcleos heredados (5.2).

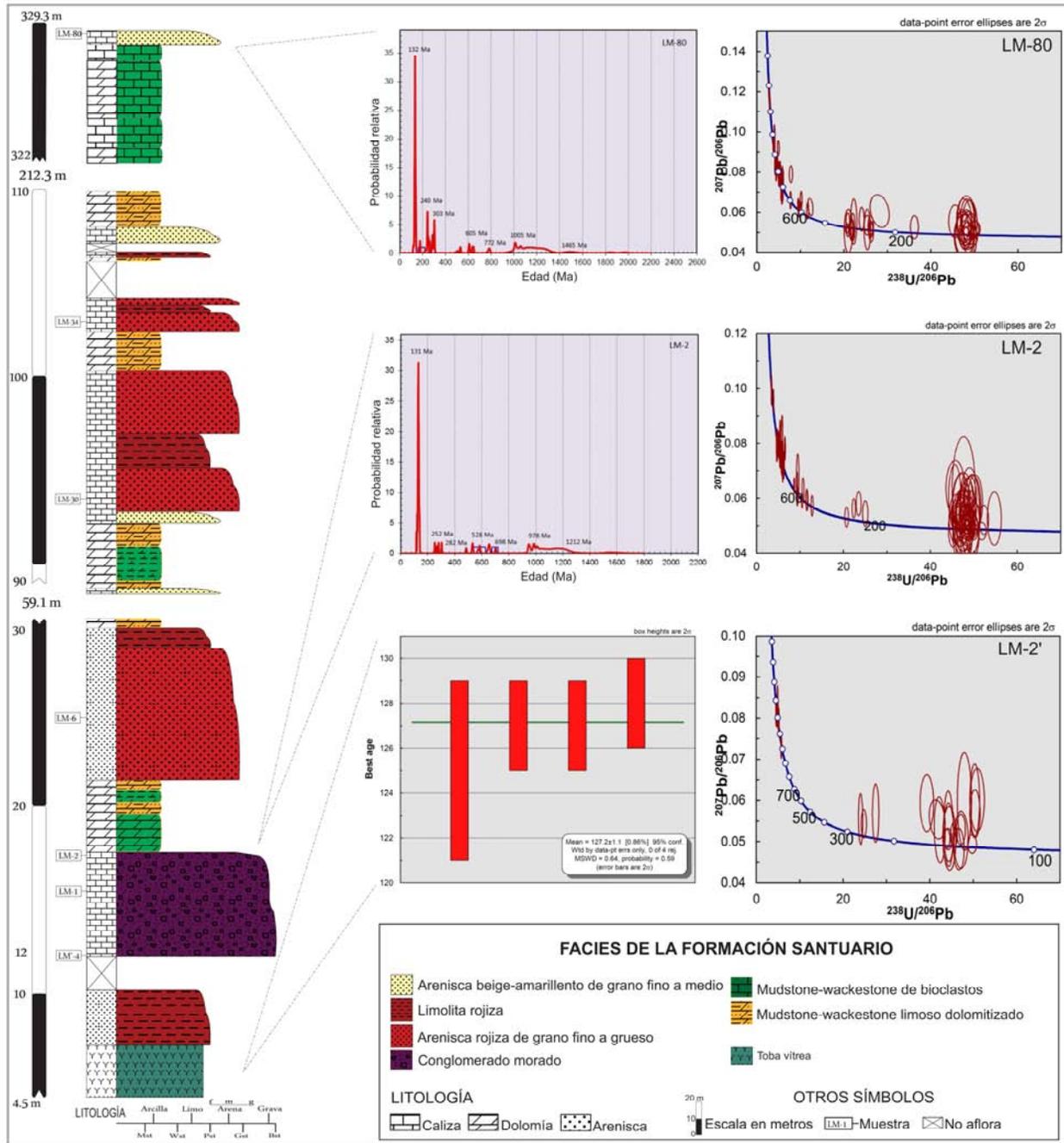


Fig. 5.1. Intervalos de la base de la sección estratigráfica medida con la ubicación de las muestras datadas por el método U-Pb. Diagramas de concordia Tera-Wasseburg y diagramas de probabilidad de densidad de los circones detríticos de las areniscas LM-2 y LM-80. Diagrama de edad promedio de circones ígneos de la toba vítro-cristalina LM'-2.

Circones detríticos

La mayoría de los circones detríticos son incoloros y en menor cantidad rosa-claro y café claro y miden de 100 a 250 μm . Se agrupan en tres grupos morfológicos: cristales euhedrales prismáticos, cristales subhedrales o subredondeados y cristales redondeados (Fig. 5.3). Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales con zonación concéntrica (Fig. 5.3d), cristales homogéneos (sin estructura interna) (Fig. 5.3e) y cristales con núcleos heredados (Fig. 5.3f).

De acuerdo a la relación Th/U, la mayoría de los circones de las tres muestras fechadas son de origen magmático (Belousova *et al.*, 2002; Rubatto, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003) (Fig. 5.4).

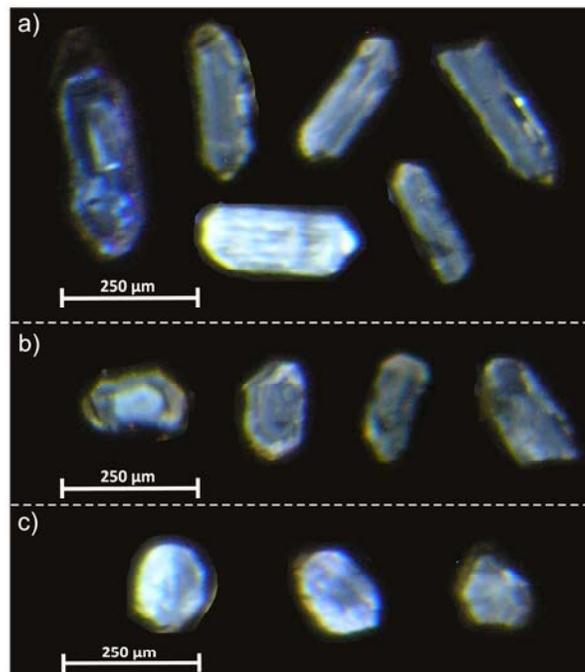


Figura 5.2. Morfología y estructura interna de los circones ígneos de la toba vitrocrystalina devitrificada (LM-2') de la Formación Santuario. a) Cristales prismáticos, b) cristales sub-redondeados y c) cristales redondeados.

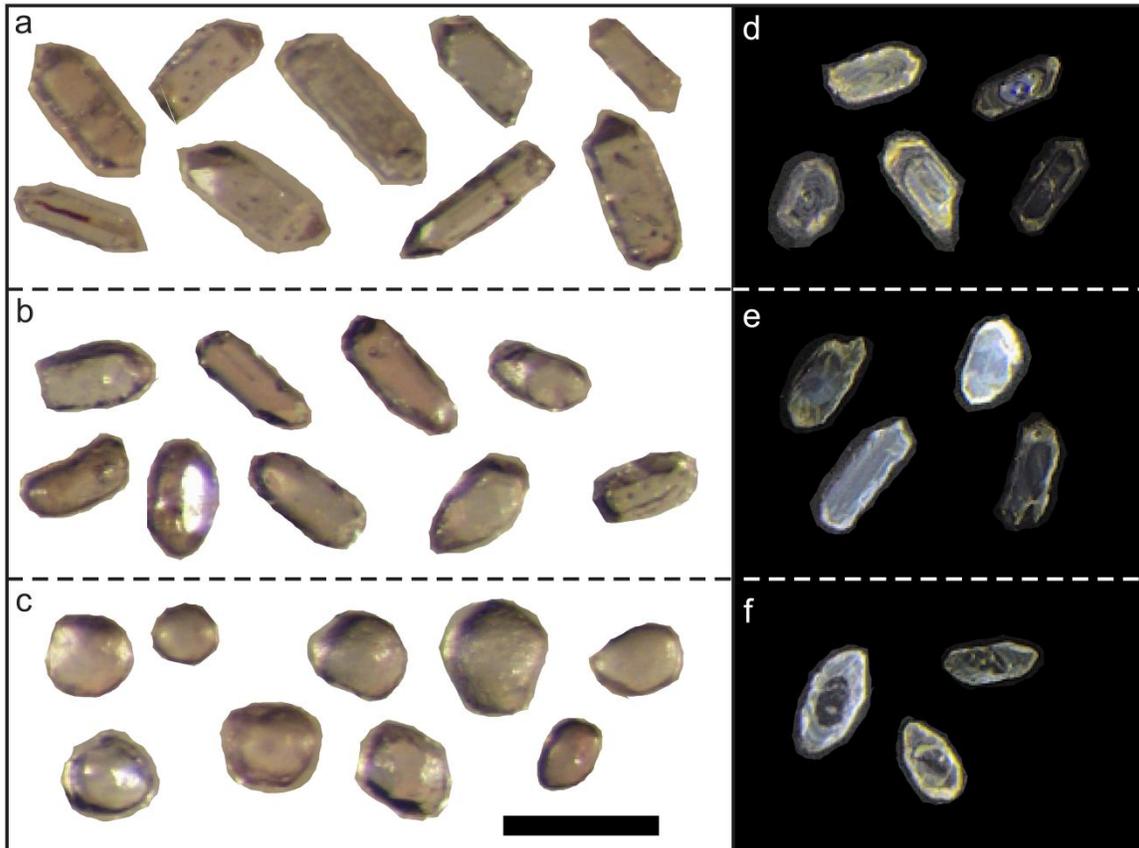


Figura 5.3. Morfología y estructura interna de los circones detríticos de las areniscas de la Formación Santuario. a) Cristales prismáticos, b) cristales sub-redondeados y c) cristales redondeados. Fotografías bajo catodoluminiscencia: d) cristales con zonación concéntrica, e) cristales sin estructura interna y f) cristales con núcleos de xenocristales. La barra mide 250 μm y aplica a cada figura.

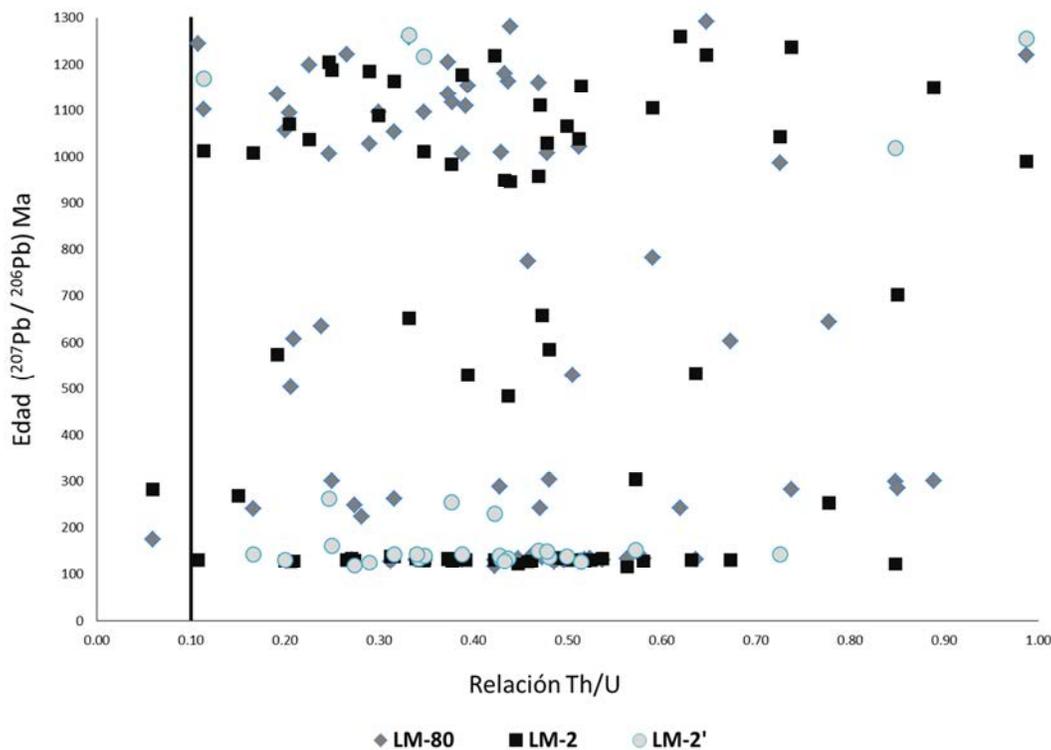


Figura. 5.4. Relación Th/U de los circones detríticos e ígneos de la Formación Santuario. Los circones con una relación Th/U mayor a 0.1 se consideran de origen magmático, en el caso contrario se consideran circones recristalizados (origen metamórfico) (Rubatto, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003).

5.2 Geocronología

Los circones detríticos de las areniscas LM-2 y LM-80 arrojan edades concordantes a ligeramente discordantes que van de 117 hasta 1551 Ma. Este rango también es concordante con la edad de la toba vitro-cristalina desvitrificada (LM-2': 127 Ma) (Fig. 5.1). Los fechamientos de los circones ígneos y detríticos presentan dos poblaciones, la población principal (más joven) corresponde con edades del Cretácico Temprano y la población más pequeña (más antigua) con edades del Jurásico al Proterozoico (Figs. 5.5 y 5.6). Los circones más jóvenes tienen edades que varían de 140 a 117 Ma (Cretácico Temprano) y corresponden a los cristales prismáticos euhedrales. En esta población, sobresalen dos picos principales en 131 y 132 Ma en los circones detríticos y en 127 Ma en los circones ígneos (Figs. 5.5 y 5.6). Los circones más antiguos tienen edades del Permo-

tríasico al Neoproterozoico y corresponden a los cristales sub-redondeados a redondeados (Fig. 5.6).

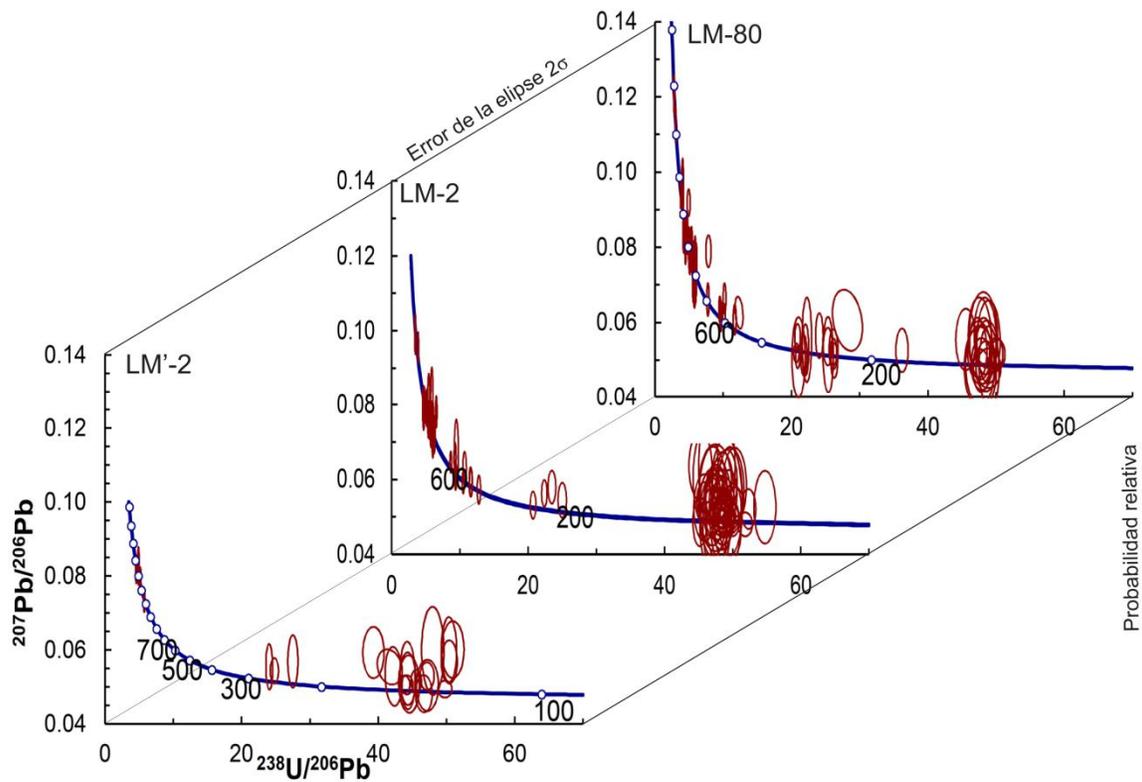


Figura 5.5. Diagrama Tera-Wasserburg de los circones detríticos (LM-2 y LM-80) e ígneos (LM'2) de la Formación Santuario, edades en Ma.

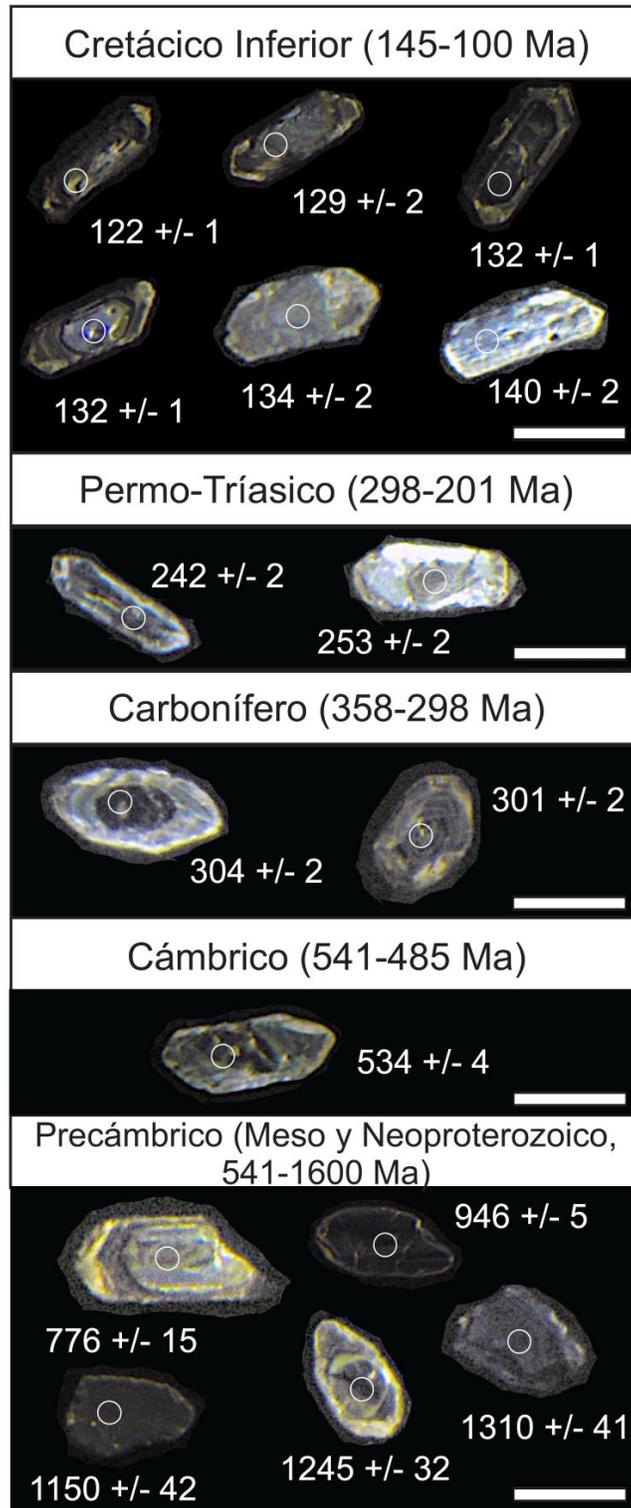


Figura 5.6. Edades de los circones detríticos e ígneos de la Formación Santuario. Los circones más jóvenes corresponden con los cristales prismáticos y los circones más antiguos con los cristales redondeados a sub-redondeados. La barra mide 100 μ m. Rangos cronoestratigráficos tomados de ICS Stratigraphic Chart 2013-01.

CAPÍTULO VI. MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO DE LAS FORMACIONES SANTUARIO Y EL ABRA

En este capítulo se establece el marco cronoestratigráfico de la sección estratigráfica estudiada de acuerdo con los fechamientos U-Pb de circones y a los estudios bioestratigráficos basados principalmente en foraminíferos bentónicos y en algas verdes dasicladáceas. Esto permitió limitar el rango cronoestratigráfico de las formaciones Santuario y EL Abra entre el Barremiano tardío al Aptiano temprano.

Seegerstrom (1961a) propuso una edad del Valanginiano o Hauteriviano temprano para la Formación Santuario con base en amonitas en su localidad tipo en las inmediaciones de Ixmiquilpan, Hgo. Sin embargo, Tarango (2005), restringe a la Formación Santuario al Barremiano-Aptiano por correlación estratigráfica en el área de estudio (El Mendoza, Hgo.). Respecto a la Formación El Abra, en su localidad tipo se ha considerado de edad Albiano-Cenomaniano con base en estudios paleontológicos (Muir, 1936; Carrillo-Bravo, 1961; Bonet, 1956 y 1963; Carrasco-Velazquez, 1971; Alencáster y Aguilar-Pérez, 1995). Aunque Aguayo-Camargo (1998) define una edad Cenomaniano temprano al Turoniano tardío para esta formación en su localidad tipo. Basáñez-Loyola *et al.* (1993) reportan para la Formación El Abra en el área de la Plataforma Valles-San Luis Potosí un rango estratigráfico más amplio, Valanginiano a Turoniano, con base a la presencia nannocónidos y calciesferúlidos.

En la Plataforma de Actopan, la Formación El Abra ha sido asignada al Albiano-Cenomaniano de acuerdo con su contenido fosilífero (Carrasco-Velázquez, 1970 y 1971). Seegerstrom (1961a) documenta en el área de Ixmiquilpan, Hgo., abundantes rudistas de los géneros *Caprinuloidea* y *Toucasia*, gasterópodos de los géneros *Nerinea* y *Actaeonelia* y pelecípodos de los géneros *Chondrodonta*, *Pinna* y *Neithea* en la Formación El Abra. El mismo autor reporta en esa formación microfósiles del Orden Miliolida y en menor cantidad radiolarios y calciesferúlidos del género *Pithonella*, por lo que la restringe al Albiano medio al Cenomaniano superior.

6.1 Análisis de la asociación fosilífera estudiada

En el área de Actopan la sucesión sedimentaria mixta terrígena-carbonatada de la Formación Santuario cambia de manera transicional hacia arriba a facies exclusivamente calcáreas de la Formación El Abra (Carrasco-Velázquez, 1971 y 1970). Considerando las características litológicas de estas dos formaciones, la primera es un paquete estratigráfico terrígeno-carbonatado y la segunda es una unidad esencialmente carbonatada, se definió como límite entre ellas la cima del último horizonte terrígeno arenoso. Este horizonte terrígeno se localiza aproximadamente a los 328 m de la sección medida (Fig. 6.1). Sin embargo, es importante mencionar que hay una homogeneidad en el contenido microfósilífero en ambas unidades (Figs. 6.1, 6.2 y 6.3).

La sección estratigráfica medida es rica en macro- y microfósiles. Dentro de la macrofauna destacan rudistas del género *Toucasia* y bivalvos del género *Chondrodonta*. Los microfósiles consisten principalmente de foraminíferos bentónicos de los órdenes Textulariida y Miliolida y abundantes algas verdes dasicladáceas (Figs. 6.2 y 6.3). La asociación de foraminíferos bentónicos y algas verdes calcáreas identificada incluye a:

- *Chofatella decipiens* Schlumberger, 1905
- *Vercorsella wintereri* Arnaud Vanneau y Sliter, 1995
- *Vercorsella camposaurii* Sartoni y Crescenti, 1962
- *Cuneolina parva* Henson, 1948
- *Nezzazata isabellae* Arnaud Vanneau y Sliter, 1995,
- *Pseudocyclamina lituus* Yabe y Hanzawa, 1926
- *Andersenolina alpina* Leupold en Leupold y Bigler 1935
- *Debarina hahounerensis* Fourcade, Rault y Vila, 1972
- *Quinqueloculina robusta* Neagu, 1968
- *Nautiloculina oolithica* Mohler, 1938
- *Salpingoporella annulata* Carozzi, 1953
- *Salpingoporella dinarica* Raidocičić, 1959

- *Mayncina bulgarica* Laug, Peybernes y Ray, 1980
- *Pseudochrysalidina* sp.
- *Salpingoporella* sp.
- *Pseudonommuloculina* sp.

Aunque ninguna de estas especies es considerada estrictamente como fósiles índice, asociaciones faunísticas similares han sido documentadas en las plataformas carbonatadas Cupido y Coahuila en el NE de México. *Chofatella decipiens* Schlumberger, 1905 y *Salpingoporella annulata* Carozzi, 1953 fueron reportadas en la cima de la Formación Cupido por Selvius y Wilson (1985) quienes sugieren una edad del Barremiano al Aptiano temprano. Murillo-Muñetón (1999) propone un alcance estratigráfico del Hauteriviano al Barremiano para la parte inferior de la Formación Cupido con base en la presencia de *Vercorsella wintereri* Arnaud Vanneau y Sliter, 1995 y *Chofatella* cf *decipiens*. Hernández-Trejo (2003) reporta a *Chofatella decipiens* Schlumberger, 1905 en la Formación La Virgen y junto con relaciones isotópicas de Sr asigna una edad del Barremiano temprano al Aptiano temprano. Lehmann *et al.* (1999) reportan en la base de la Formación Acatita y cima de la Formación Las Uvas a *Chofatella decipiens* Schlumberger, 1905 y junto con datos de isotopía de estroncio las sitúan del Barremiano superior al Aptiano inferior. En la Sierra del Rosario, Dgo., Barragán-Manzo y Díaz-Otero (2004) asignan un rango bioestratigráfico del Barremiano superior al Aptiano inferior a la cima de la Formación Cupido con base en la siguiente asociación microfósilífera: *Debarina* sp., *Glomospira* sp., *Cuneolina* sp., *Nezzazatinae*, *Chofatella decipiens* Schlumberger, 1905, *Pseudocyclamina lituus* Yabe y Hanzawa, 1926, *Salpingoporella* cf. *annulata* y *Palorbitolina* cf. *lenticularis*. En el Sur de México, Omaña y Alencáster (2009) documentan en la Plataforma Guerrero-Morelos una asociación microfaunística del Aptiano inferior, con base en la asociación de *Palorbitolina lenticularis* y *Chofatella* cf *decipiens*. Omaña y Pantoja-Alor (1998) limitan la edad de la Formación El Cajón (Michoacán) al Aptiano temprano, con base en la asociación microfaunística que incluye a *Chofatella decipiens* Schlumberger, 1905.

En el área de estudio se reconoce una distribución microfosilífera similar a las asociaciones reportadas en las plataformas carbonatadas del noroeste de México. Por lo que, los carbonatos de la cima de la Formación Santuario y la base de la Formación El Abra pueden ser correlacionados con estas plataformas carbonatadas (Fig. 6.4).

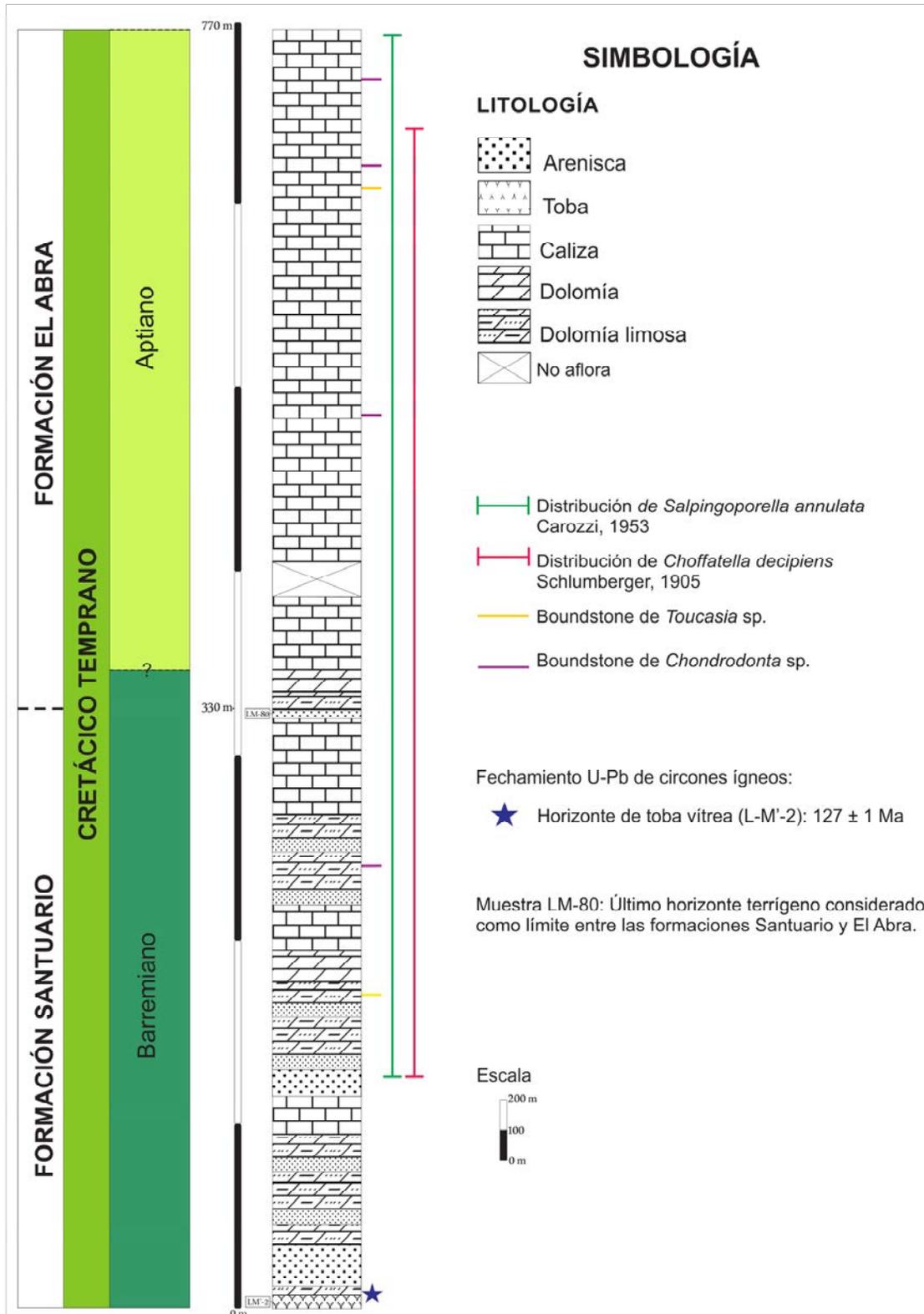


Figura 6.1. Columna simplificada de las Formaciones Santuario y El Abra con la distribución de los microfósiles estudiados. Los circones ígneos de la base (estrella azul) restringen la edad más antigua de depósito de la Formación Santuario en el Barremiano tardío.

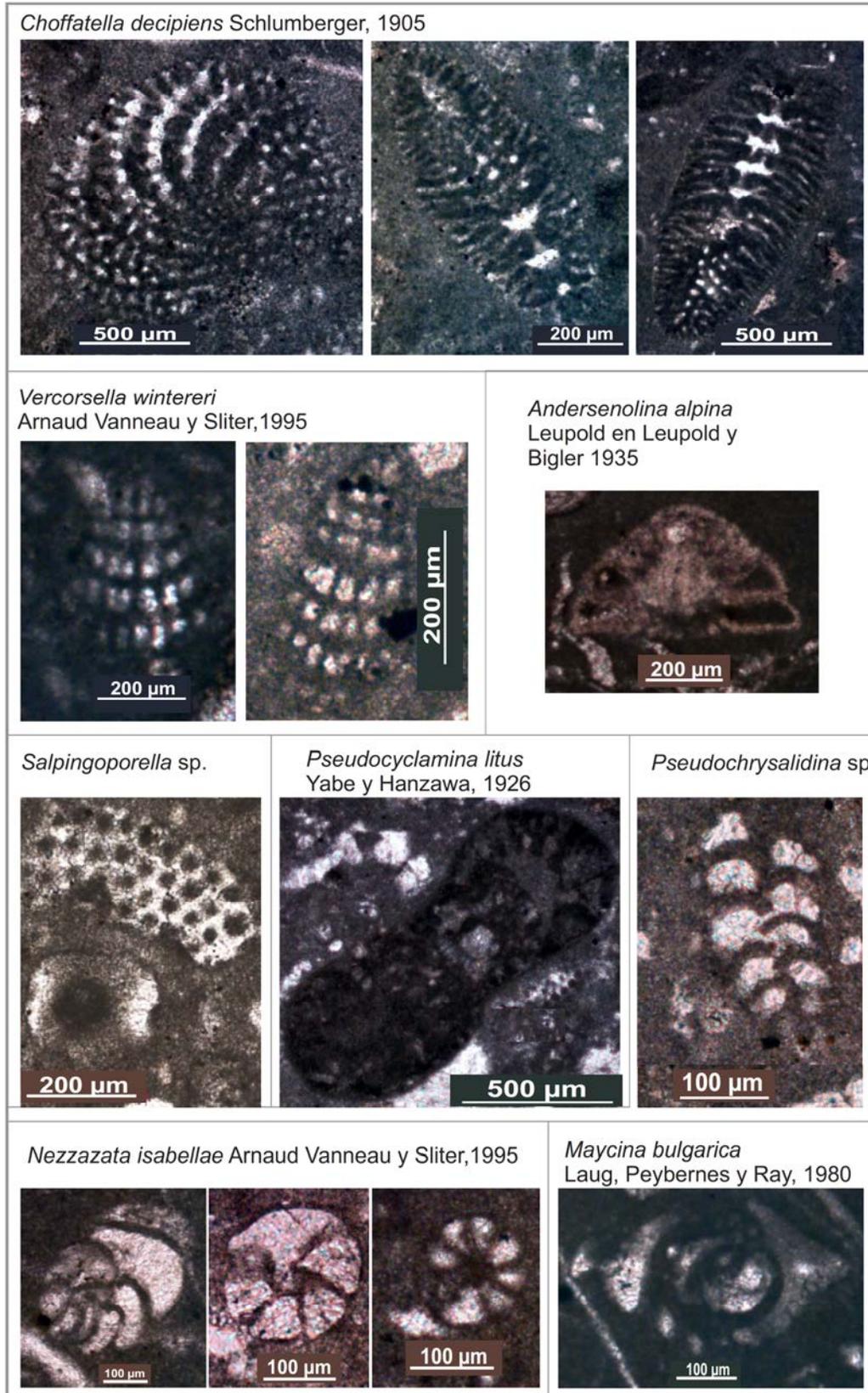


Figura 6.2. Asociación fósil identificada en la Formación Santuario.

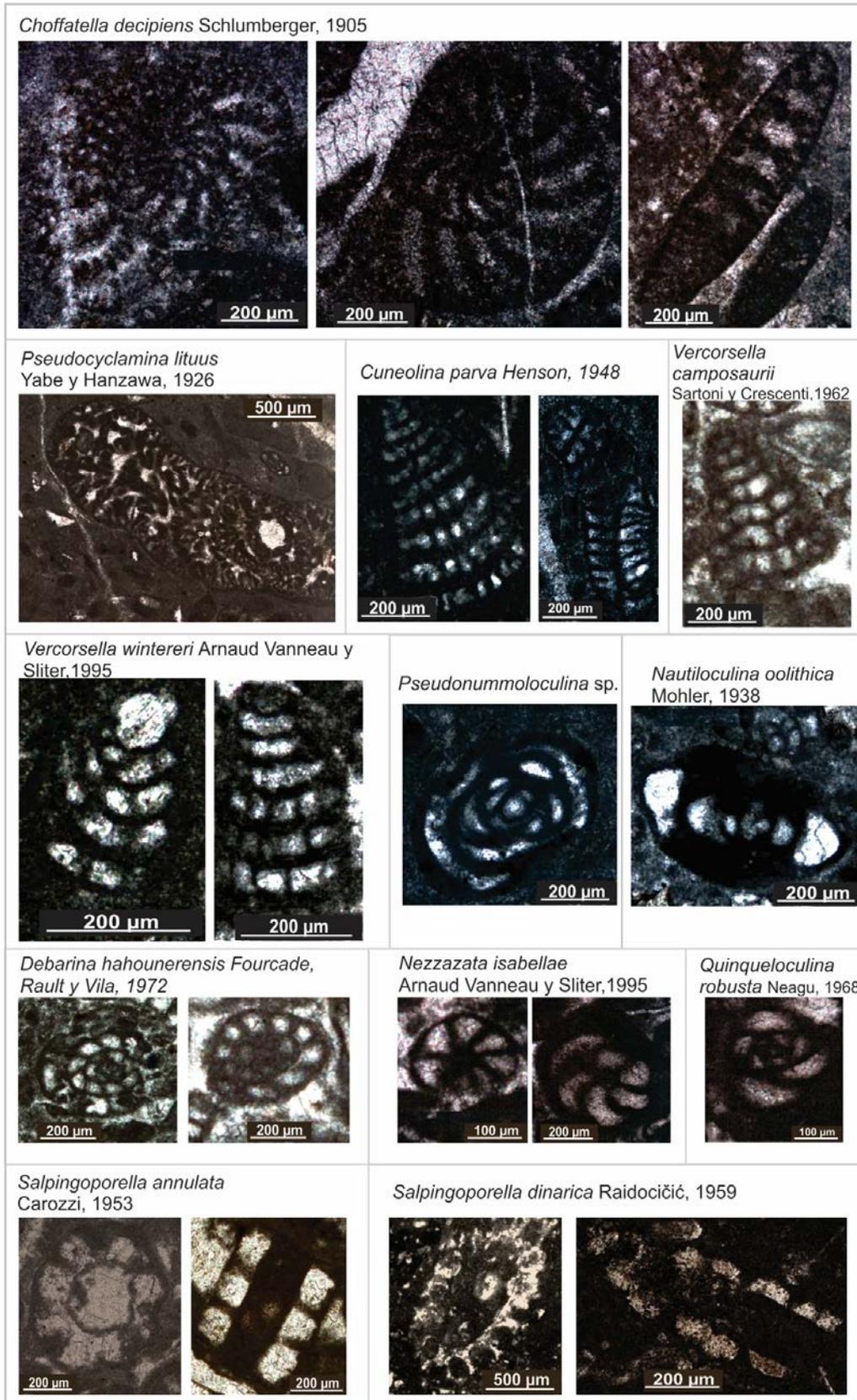


Figura 6.3. Asociación fósil identificada en la Formación El Abra.

CRETÁCICO SUPERIOR	Coniaciano		ESTE TRABAJO SW DE LA PLATAFORMA DE ACTOPAN, HIDALGO	INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA SIERRA DE ACATITA, COAHUILA (Lehman et al., 1999)	INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA EN EL CORREDOR HUASTECA-MONTERREY-BUSTAMANTE (Murillo-Muñetón, 1999)	INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA SIERRA DEL ROSARIO, DURANGO (Barragán-Otero, 2004)
	Turoniano					
CRETÁCICO SUPERIOR	Cenomaniano		X	Fm. Cuesta del Cura	Fm. Cuesta del Cura	
	Albiano				Fm. Aurora/Tamaulipas Superior	
CRETÁCICO INFERIOR	Aptiano	Superior	?	Fm. Acatita	Fm. La Peña	Fm. La Peña
		Medio	Fm. El Abra		Fm. Cupido	
		Inferior	?		Fm. Las Uvas	Fm. Cupido
	Barremiano		Fm. Santuario	~	Fm. Cupido Inferior	
	Hauteriviano		Fm. Las Trancas	Bloque Coahuila (PERMOTRIÁSICO)	Fm. Cupido Inferior	
					?	Fm. Taraises

Figura 6. 4. Correlación bioestratigráfica de la cima de la Formación Santuario y base de la Formación El Abra con las formaciones Cupido y Las Uvas del NE de México, con base en el contenido fosilífero en estas formaciones (principalmente *Choffatella decipiens* y *Salpingoporella annulata*).

6.2 Edades absolutas – U-Pb en circones ígneos

La edad de depósito de la Formación Santuario en el área de estudio, corresponde al Barremiano superior (127 ± 1 Ma). Esta edad se obtuvo con la datación de los circones ígneos de la toba vítrea desvitrificada que aflora en la base de la sección estratigráfica (Fig. 7.1). Información detallada sobre el fechamiento se presentó en el capítulo VI.

6.3 Rango estratigráfico propuesto para las formaciones Santuario y El Abra

Se sugiere un alcance cronoestratigráfico del Barremiano superior al Aptiano inferior para la cima de la Formación Santuario y base de la Formación El Abra que afloran al SW de la Plataforma de Actopan (Fig. 7.5), con base en la siguiente información:

- Edades U-Pb de los circones de la toba de la base de la sección estratigráfica estudiada.
- La asociación microfaunística identificada en ambas formaciones: *Chofatella decipiens* Schlumberger, 1905; *Vercorsella wintereri* Arnaud Vanneau y Sliter, 1995; *Vercorsella camposaurii* Sartoni y Crescenti, 1962; *Cuneolina parva* Henson, 1948; *Nezzazata isabellae* Arnaud Vanneau y Sliter, 1995; *Pseudocyclamina lituus* Yabe y Hanzawa, 1926; *Andersenolina alpina* Leupold en Leupold y Bigler 1935; *Debarina hahounerensis* Fourcade, Rault y Vila, 1972; *Quinqueloculina robusta* Neagu, 1968; *Nautiloculina oolithica* Mohler, 1938; *Salpingoporella annulata* Carozzi, 1953; *Salpingoporella dinarica* Raidocičić, 1959; *Mayncina bulgarica* Laug, Peybernes y Ray, 1980; *Pseudochrysalidina* sp.; *Salpingoporella* sp. y *Pseudonommuloculina* sp.

La cima de la Formación Santuario y base de la Formación El Abra es correlacionable con la Formación Cupido (Selvius y Wilson, 1985; Murillo-Muñetón, 1999; Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004), y El Abra (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993) en el NE y E de México, respectivamente.

CAPÍTULO VII. MARCO DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS DE LAS FORMACIONES SANTUARIO Y EL ABRA

Existen muy pocos trabajos de estratigrafía de secuencias aplicados a sistemas carbonatados en México. Estudios de este tipo han sido realizados en las plataformas carbonatadas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior/“Medio” del noreste y este del país, esencialmente en las formaciones Zuloaga, Olvido, Cupido, La Virgen y El Abra (Goldhammer *et al.*, 1991; Yurewicz *et al.*, 1997; Goldhammer, 1999; Murillo-Muñetón, 1999; Lehmann *et al.*, 2000; Hernández-Trejo, 2003). En el sur de México Juárez-Arriaga (2006) implementó esta metodología en la Formación Olinalá, en el Estado de Guerrero, también se ha documentado la ciclicidad de diferentes jerarquías en la Plataforma Morelos-Guerrero Hernández-Romano, 1999; Elrick *et al.*, 2008). Hay informes internos confidenciales de Pemex Exploración y Producción de trabajos de estratigrafía de secuencias aplicados principalmente a sistemas terrígenos terciarios. Con el propósito de emplear la metodología de estratigrafía de secuencias a sistemas mixtos (carbonatados/siliciclásticos) cretácicos en el centro del país y establecer posibles correlaciones estratigráficas, se propone en este capítulo el marco de estratigrafía de secuencias de la parte suroccidental de la Plataforma de Actopan, en el Estado de Hidalgo.

La estratigrafía de secuencias es una metodología que se basa en la división de las sucesiones sedimentarias en unidades denominadas secuencias depositacionales limitadas por discordancias o sus concordancias correlativas, depositadas durante un ciclo de cambio relativo del nivel del mar (Vail, 1987; Sarg, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990; Goldhammer *et al.*, 1991; Mitchum y Van Wagoner, 1991; Posamentier y Chamberlain, 1993; Fitchen *et al.*, 1994; Kerans y Fitchen, 1995; Lehmann *et al.*, 1999; Lehrmann y Goldhammer, 1999). Esta metodología fue desarrollada principalmente por el grupo Exxon (Vail, 1987), desarrollando el clásico “*modelo slug*” a sistemas terrígenos. Esta metodología evolucionó rápidamente dentro de su aplicación a las actividades de exploración y explotación petrolera, así como en el ámbito académico. Esto ha permitido identificar la ciclicidad de menor jerarquía (e.g., secuencias de alta frecuencia y ciclos o

parasecuencias) en el registro geológico. Por lo que los principios de estratigrafía de secuencias han sido aplicados utilizando registros geofísicos de pozos, núcleos, muestras de canal y afloramientos tanto para sistemas terrígenos (Mitchum y Van Wagoner, 1991; Haq *et al.*, 1987; Haq, 1991; Wright y Marriot, 1993; Posamentier y Chamberlain, 1993) como para sistemas carbonatados (Sarg, 1988; Crevello, 1991; Goldhammer *et al.*, 1991; Handford y Loucks, 1993; Fitchen *et al.*, 1994; Kerans y Fitchen, 1995; Kerans y Tinker, 1997; Fitchen, 1997; Lehrmann y Goldhammer, 1999; Lehmann *et al.*, 1999).

Existen diferencias importantes en los conceptos y en la metodología de la estratigrafía de secuencias en sistemas carbonatados y terrígenos. Estas diferencias se deben, de acuerdo a Fitchen (1997), a que la sedimentación carbonatada está controlada principalmente por:

- (1) el depósito *in situ* de sedimentos marinos en la zona fótica (fábrica de carbonatos).
- (2) cambios seculares en la biota y mineralogía de carbonatos.
- (3) mayor ángulo de inclinación en el talud en plataformas carbonatadas debido a cementación temprana, construcciones orgánicas y mayor tamaño de grano.
- (4) interrupción en el desarrollo de la plataforma y rápida cementación asociada a diagénesis meteórica durante los descensos del nivel relativo del mar.

Los carbonatos registran los cambios en el espacio de acomodo (nivel del mar + subsidencia) de forma más evidente que los terrígenos. Esto debido a que su formación en la fábrica de carbonatos está ligada a la zona fótica, lo cual los hace dependientes de la profundidad (Wilson, 1975 y 1967; Kerans y Tinker, 1997; Lehrmann y Goldhammer, 1999). Estas fluctuaciones en el espacio de acomodo se reflejan en las unidades de estratigrafía de secuencias. La respuesta de las plataformas carbonatadas a los periodos de descenso o ascenso del nivel del mar se registra en los tractos de sistemas (*systems tracts*). Durante los periodos bajos del nivel relativo del mar (*LST: lowstand systems tract*),

la plataforma queda expuesta y sujeta a diagénesis vadosa, la cima del talud es expuesto al transporte de masas o depósitos de flujo por gravedad, formándose brechas al pie del talud (Handford y Loucks, 1993; Fitchen, 1997). En sistemas mixtos (terrígenos-carbonatados), el LST se caracteriza por el paso de terrígenos (*bypass*) a través de sistemas fluviales y/o eólicos en la cima y margen de la plataforma (Borer y Harris, 1991; Gardner, 1992; Handford y Loucks, 1993). En general, la sedimentación carbonatada es escasa y pueden depositarse gran cantidad de litoclastos (Fitchen, 1997; Kerans y Tinker, 1997). Aunque algunos autores consideran que es en el tiempo de nivel alto cuando ocurre el mayor depósito de brechas carbonatadas en los ambientes más profundos debido a que la plataforma está en condiciones más saludables (*highstand shedding*; Schlager, 2003).

Durante la transgresión del nivel del mar la producción de carbonatos comienza a incrementarse debido a que aumenta el espacio de acomodo, formándose ciclos o parasecuencias de gran espesor en el interior de la plataforma (Kerans y Tinker, 1997). Estas parasecuencias o ciclos son sucesiones de facies que muestran un patrón de somerización ascendente (*shallowing-upward*) (Handford y Loucks, 1993). El límite inferior del (TST: *transgressive systems tract*) es una superficie de *ravinement* o bien un límite de secuencias cuando no se depositó el LST. Mientras el límite superior del TST corresponde a una superficie de máxima inundación (*maximum flooding surface*; Handford y Loucks, 1993), durante este tiempo se pueden formar secciones condensadas (*condensed section*). Estas capas se caracterizan por tener poco espesor debido a las tasas bajas de sedimentación, pueden presentar rasgos de erosión y re-trabajo y tener minerales autigénicos como glauconita, fosforita, siderita y materia orgánica (Handford y Loucks, 1993; Catuneanu, 2002). Durante tiempos de nivel alto del mar (*HST: Highstand systems tract*), el potencial de crecimiento de la plataforma excede la tasa de aumento del nivel del mar. Para llenar el espacio de acomodo disponible los ciclos carbonatados o parasecuencias agradan en la plataforma y progradan hacia su margen (Fitchen, 1997). Los *HST* en sus etapas finales se asocian a tasas del espacio de acomodo bajas durante la caída del nivel base (Kerans y Tinker, 1997). Los ciclos mencionados tienden a disminuir en

espesor conforme disminuye el espacio de acomodo y ser dominados por las facies más someras (packstones y grainstones de bioclastos, criptoalgalaminitas, ect.); puede incluir brechas de colapso en la parte más superior del HST (Kerans y Tinker, 1997).

7.1 Reconocimiento de la ciclicidad

Los carbonatos de plataforma interna o lagunares del suroeste de la Plataforma de Actopan, representan depósitos de somerización ascendente cuyo arreglo vertical forma parasecuencias asimétricas de perimarea y submarea. Estos ciclos son comunes en las plataformas carbonatadas de diferentes edades (Goldhammer *et al.*, 1991; Montañez y Osleger, 1993; Kerans *et al.*, 1994; Fitchen, 1997; Murillo Muñetón, 1999; Strasser *et al.*, 1999; Lehmann *et al.*, 1999; Bover-Arnal *et al.*, 2009). En la plataforma carbonatada de Actopan la ciclicidad se identifica con base en: estructuras sedimentarias (bioturbación y espesor de los estratos), textura depositacional, contenido fósil, color de las facies y patrón de apilamiento de los facies. De acuerdo a Kerans y Tinker (1997), durante el ascenso (tiempo de transgresión) del nivel relativo del mar, los ciclos carbonatados se caracterizan por estratificación gruesa a masiva, mientras que en los tiempos de regresión del nivel del mar relativo (*highstand*) la estratificación tiende a ser mediana delgada. Si el nivel desciende significativamente (*lowstand*) la plataforma puede quedar expuesta y se forman paleosuelos, sistemas kársticos o brechas de colapso, dependiendo del clima y el tiempo de exposición a condiciones subaereas. A escala mayor, el patrón de apilamiento ideal de ciclos exhibe una tendencia a la somerización ascendente (*shallowing upward*) y al adelgazamiento ascendente (*thinning upward*) (Fig. 7.2).

De acuerdo con los marcos crono- y bioestratigráfico propuestos para las formaciones Santuario y El Abra (Barremiano superior - Aptiano inferior), se infiere que los 139 ciclos documentados en la sección estratigráfica estudiada se depositaron en un periodo aproximado de 6.5 Ma, lo que implica que cada ciclo se depositó en aproximadamente 44,000 años. Conforme a las jerarquías de la ciclicidad de Goldhammer *et al.* (1991 y 1993) y asumiendo una tasa de sedimentación constante, estos sucesiones sedimentarias corresponden con ciclos o parasecuencias (0.01-0.1 Ma), secuencias de alta frecuencia (0.1-1 Ma) y secuencias depositacionales (1-10 Ma) (Van Wagoner *et al.*, 1990) o ciclos de quinto, cuarto y tercer orden, respectivamente. Se reconocieron dos secuencias depositacionales (*SD*) completas y una incompleta, nombradas informalmente en este

trabajo como SD-1, SD-2 y SD-3, 17 secuencias de alta frecuencia (SAF's): SAF-1, SAF-2, SAF-3, etc., y más de ciento veinte parasecuencias. Cada uno de estos ciclos se describirá de menor a mayor jerarquía en los siguientes apartados.

7.2. Ciclos carbonatados o parasecuencias (quinto orden)

Los sedimentos carbonatados lagunares que afloran al suroeste de la Plataforma de Actopan, se presentan como ciclos de somerización ascendente (*shallowing-upward cycles*) de submarea y perimarea (Fitchen, 1997; Lehrmann y Golhammer, 1999). El espesor de estos ciclos varía de 1 a 13 m. Estos ciclos son resultado de los ascensos y descensos del nivel relativo del mar de menor jerarquía, dentro de la banda de Milankovitch (Koershner y Read, 1989). De acuerdo a Fitchen (1997) los ciclos también pueden formarse por el cambio en la tasa de sedimentación (autociclicidad). Los ciclos de perimarea de la plataforma de Actopan son los menos comunes y se distinguen por estar coronados por facies de criptoalgalaminitas. Los ciclos más comunes son los ciclos de submarea y se caracterizan por la ausencia de facies de inter- a supramarea en su parte superior.

Un ciclo de submarea típico inicia en la parte inferior con facies de mudstone/wackestone de bioclastos intensamente bioturbado de color gris oscuro muy compactado que gradúan hacia arriba a: (1) la misma facies de mudstone/wackestone de bioclastos bioturbado de color gris oscuro pero sin compactar, (2) la misma facies de mudstone/wackestone de bioclastos de color gris oscuro sin bioturbación ni compactación, (3) facies de packstone-grainstone de bioclastos y (4) facies de boundstone de *Toucasia* sp. o de *Chondrodonta* sp. (Fig. 7.1). Estos tipos de ciclos se presentan en ambas formaciones Santuario y El Abra.

Adicionalmente, en la Formación Santuario se tienen ciclos de perimarea con influencia de terrígenos; a estos tipos de ciclos Fitchen (1997) y Lehrmann y Goldhammer (1999) los denominan ciclos de perimarea de sedimentación mixta. Estos ciclos inician en su base

con litarenitas rojizas o litarenitas beige-amarillentas en capas delgadas a medianas con laminación paralela de decenas de cm de espesor que gradúan a mudstone/wackestone limoso dolomitizado, mudstone/wackestone de bioclastos bioturbado o no bitoturbado y terminan en su parte superior con packstone/grainstone de bioclastos (Fig. 7.1b).

Los ciclos de perimarea típicos (completos, coronados por facies de criptoalgalaminitas) son relativamente escasos y sólo se presentan en la Formación El Abra. Estos ciclos pueden o no iniciar en su base con facies terrígenas o mudstone/wackestone de bioclastos bioturbado y graduar hacia arriba a packstone/grainstone de bioclastos, terminando en su parte más superior con facies de criptoalgalaminitas (Fig. 7.1a).

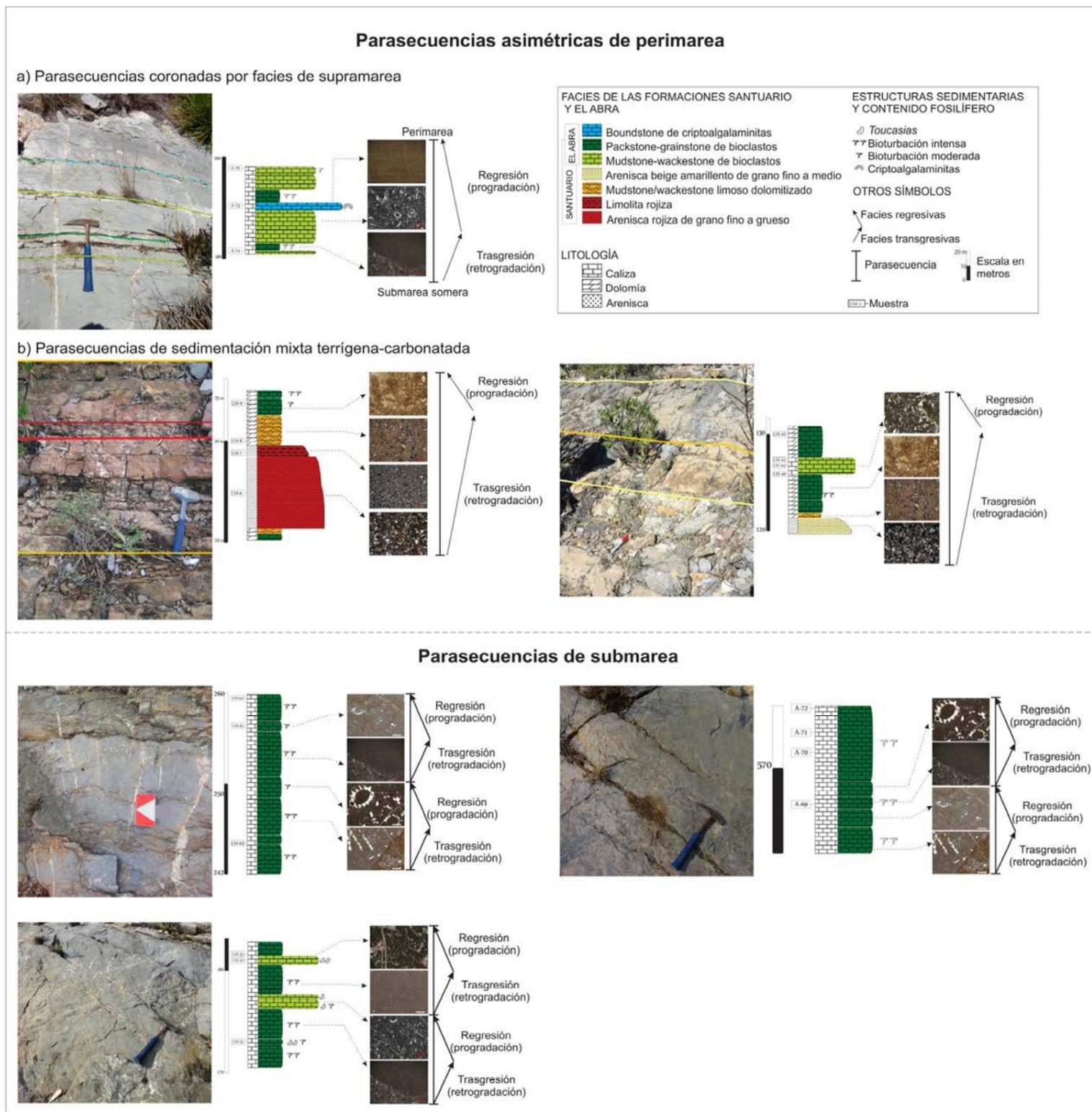


Figura 7.1. Parasecuencias identificadas en las formaciones Santuario y El Abra.

7.3 Secuencias de alta frecuencia (ciclos de cuarto orden)

Como se menciona anteriormente una secuencia de alta frecuencia (SAF) es una sucesión de estratos genéticamente relacionados, con sus tractos de sistemas definidos por límites de secuencia o sus concordancias correlativas; se distinguen por ser de cuarto orden y se agrupan formando secuencias depositacionales de tercer orden. En la sección estratigráfica estudiada se identificaron 17 secuencias de alta frecuencia (SAF's), denominadas de la más antigua a la más joven SAF-1, SAF-2, SAF-3, etc. Estos paquetes tienen un espesor entre 15 y 51 m. En la Formación Santuario predominan SAF's de sedimentación mixta, compuestas en su base por un tracto de sistemas de descenso del nivel relativo del mar formado por facies fluviales que subyacen a ciclos de submarea que constituyen los tractos de sistemas transgresivo y de nivel alto del mar (Fig. 7.3).

El patrón de apilamiento de ciclos en las SAF's 1 a 4 de la Formación Santuario inicia con un paquete de facies continentales rojas fluviales, formadas por conglomerados, areniscas y limolitas, esta unidad corresponde al tracto de sistema de descenso del nivel relativo del mar. Estas facies fluviales subyacen a un paquete de carbonatos de plataforma interna representados por mudstone/wackestone de bioclastos y mudstone/wackestone de bioclastos limoso que representan el TST/HST. La SAF-5, SAF-6, SAF-7 y SAF-8 de la Formación Santuario consisten de tractos de sistemas transgresivos y regresivos (Embry y Johannessen, 1992). El tracto de sistemas transgresivo se caracteriza por los ciclos de submarea de gran espesor de plataforma interna formadas por mudstone/wackestone de bioclastos intensamente bioturbado y muy compactado que gradúan hacia arriba a la misma facies pero sin compactar, o bien a facies de mudstone/wackestone de bioclastos no bioturbado ni compactado, y en algunas ocasiones a las facies de packstone-grainstone bioclastos o bounstone de *Toucasia* sp. o de *Chondrodonta* sp. (Fig. 7.3). La superficie de máxima inundación corresponde a la cima del ciclo de submarea de mayor espesor. El tracto de sistema de nivel alto del mar consiste de ciclos de submarea de poco espesor donde predominan las facies de packstone/grainstone de bioclastos sobre las facies de

mudstone/wackestone bioturbado. El límite superior de estas secuencias de alta frecuencia corresponde a la cima del ciclo de menor espesor.

En la Formación El Abra las SAF's consisten de ciclos de submarea y perimarea que constituyen a los tractos de sistemas transgresivo y de nivel alto del mar, denominadas SAF-9, SAF-10 a la SAF-17, estos ciclos corresponden a los ciclos transgresivos-regresivos de Embry y Johannessen (1992) (Fig. 7.4). El espesor de estas secuencias varía de 15 a 50 m. El tracto de sistemas de descenso en estas SAF's no está presente debido a que la sección estudiada corresponde exclusivamente al interior de la Plataforma de Actopan, lo cual es común en plataformas carbonatadas de diferentes edades (Fig. 7.4). Al igual que en la Formación Santuario, el tracto de sistemas transgresivo se caracteriza por la abundancia de ciclos de submarea de gran espesor formados por mudstone/wackestone de bioclastos intensamente bioturbado y muy compactado que gradúan hacia arriba a la misma facies pero sin compactar, o bien a facies de mudstone/wackestone de bioclastos no bioturbado ni compactado, y a las facies de packstone-grainstone bioclastos o bounstone de *Toucasia* sp. o de *Chondrodonta* sp. (Fig. 7.4). La superficie de máxima inundación corresponde a la cima del ciclo de submarea de mayor espesor, que representa el mayor ascenso del nivel relativo del mar, mayor espacio de acomodo y el inicio de la caída del nivel relativo del mar (Goldhammer *et al.*, 1993). El tracto de sistema de nivel alto del mar consiste de ciclos de perimarea de poco espesor donde predominan las facies de packstone/grainstone de bioclastos sobre las facies de mudstone/wackestone bioturbado, coronados en algunos casos por boundstone de criptoalgalaminitas. El límite superior de estas secuencias de alta frecuencia corresponde a la cima del ciclo de menor espesor.

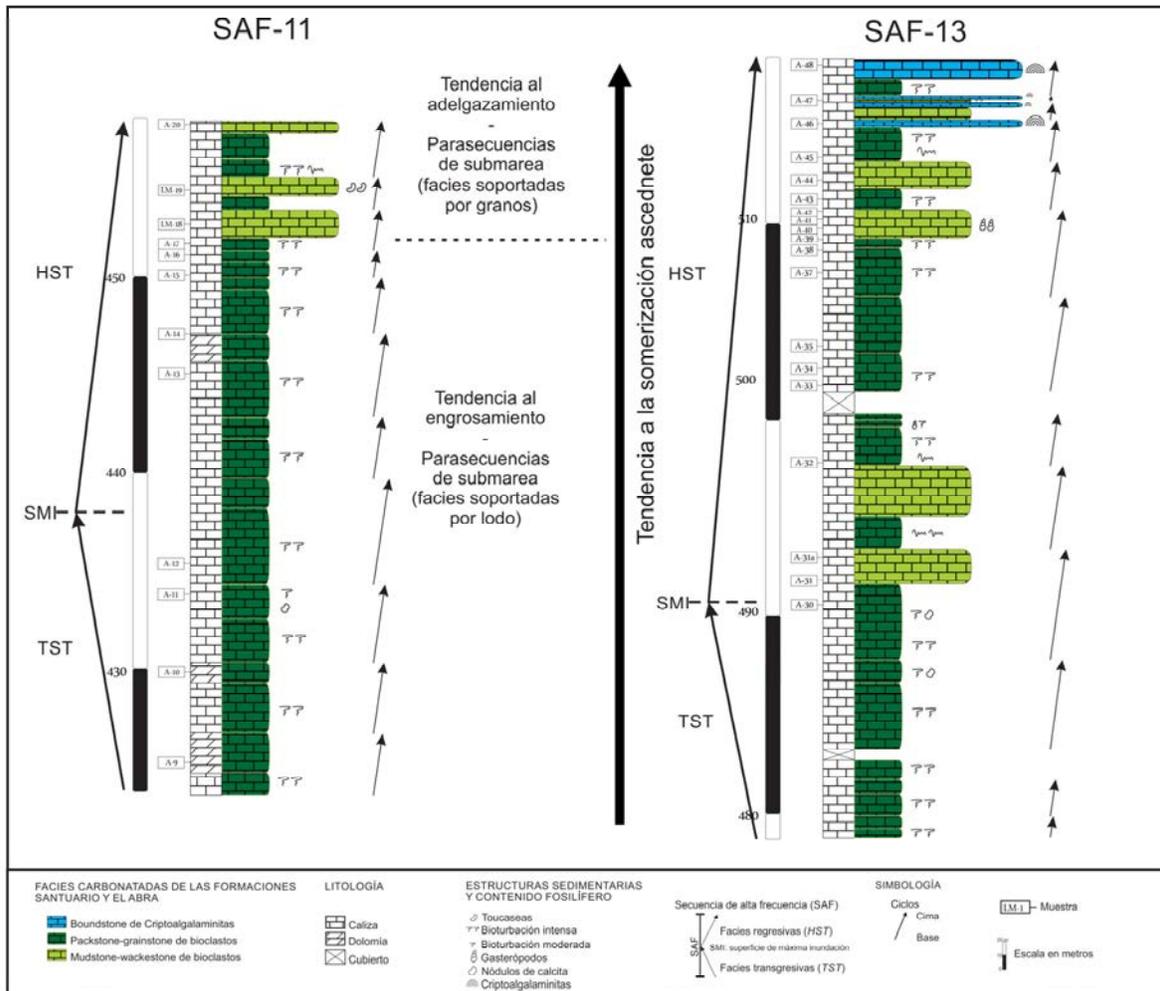


Figura 7.2. Ejemplo del patrón de apilamiento de las secuencias de alta frecuencia de las formaciones Santuario y El Abra, que ilustra la tendencia granocreciente y/o de somerización ascendente y el adelgazamiento en el espesor de las parasecuencias. Abreviaturas: SAF – Secuencia de alta frecuencia; LST – Tracto de sistema del nivel bajo del mar, TST - Tracto de sistema transgresivo, HST - Tracto de sistema del nivel alto del mar, SMI – Superficie de máxima inundación.

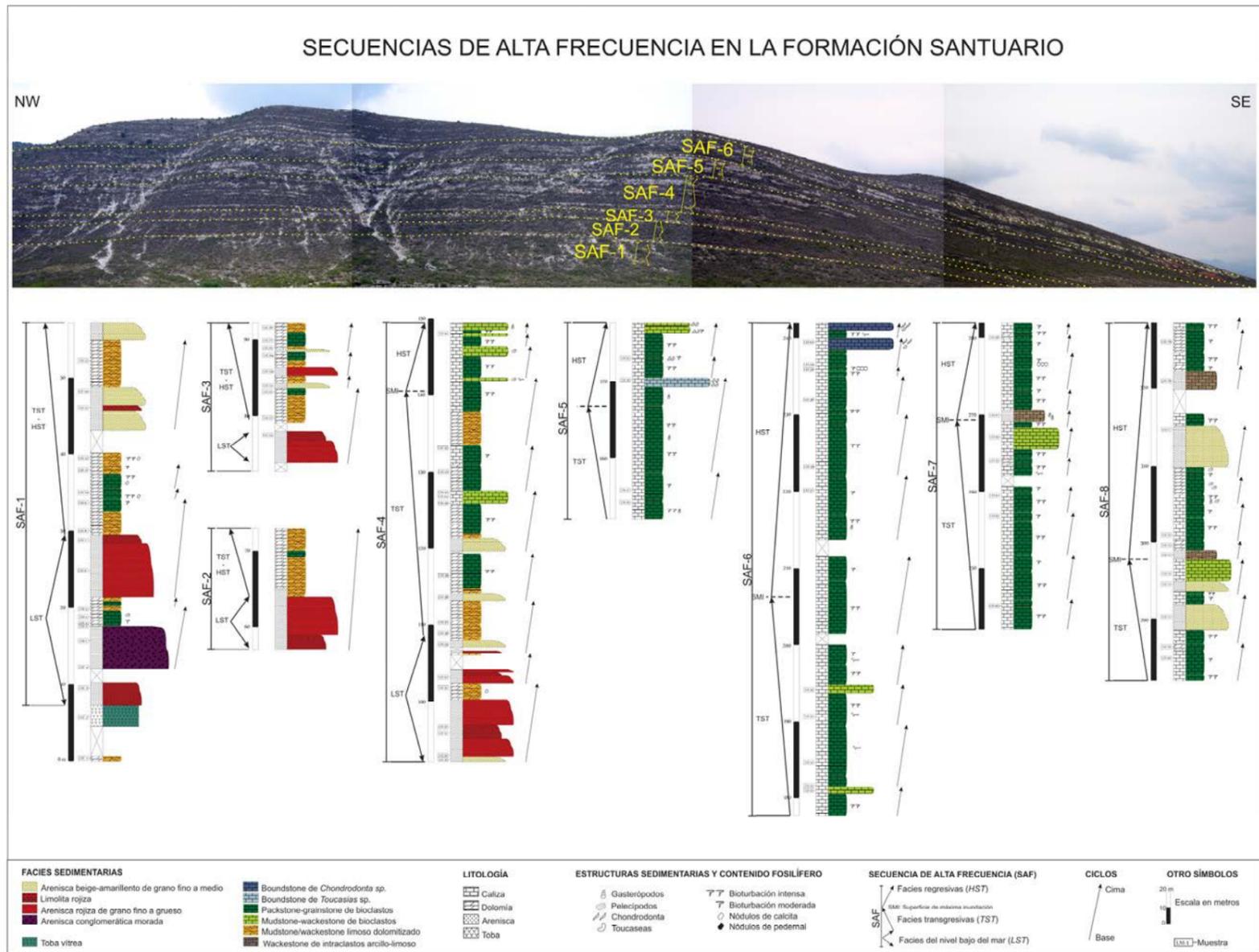


Figura 7.3. Secuencias de alta frecuencia (SAF) de la Formación Santuario. Secuencias de alta frecuencia de sedimentación mixta: SAF-1, SAF-2, SAF-3 y SAF-4. Secuencias de alta frecuencia regresivas-transgresivas: SAF-5, SAF-6, SAF-7 y SAF-8. Abreviaturas: Abreviaturas: SAF – Secuencia de alta frecuencia; LST – Tracto de sistema del nivel bajo del mar; TST - Tracto de sistema transgresivo; HST - Tracto de sistema del nivel alto del mar; SMI – Superficie de máxima inundación.

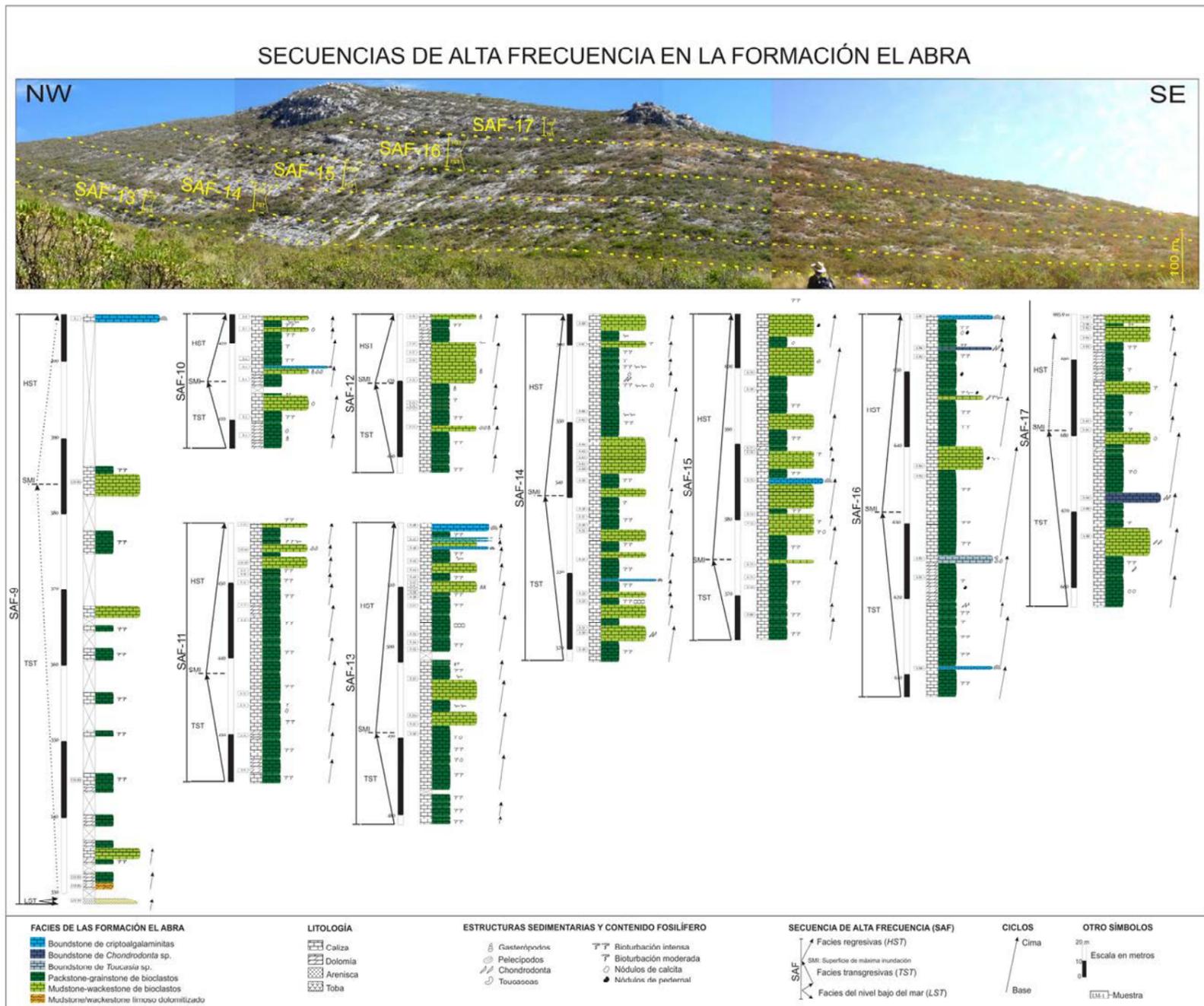


Figura 7.4. Secuencias de alta frecuencia de la Formación El Abra. Abreviaturas: SAF – Secuencia de alta frecuencia; LST – Tracto de sistema del nivel bajo del mar; TST - Tracto de sistema transgresivo; HST - Tracto de sistema del nivel alto del mar; SMI – Superficie de máxima inundación.

7.4 Secuencias depositacionales (ciclos de tercer orden)

Como se mencionó anteriormente, las secuencias de mayor jerarquía en el área de estudio son secuencias de tercer orden que se depositaron en un periodo aproximado de 1-10 Ma (Goldhammer *et al.*, 1991 y 1993). En el área de estudio, se reconocieron dos secuencias depositacionales (*SD*) completas y una incompleta, nombradas informalmente como SD-1, SD-2 y SD-3.

Secuencia depositacional 1 (SD-1)

La secuencia depositacional 1 (SD-1), es la más antigua, abarca prácticamente la totalidad del afloramiento de la Formación Santuario (Figs. 7.5 y 7.6), con un espesor de 323 m. El tracto de sistema del nivel bajo del mar (*LST*) tiene un espesor aproximado de 102 m y consiste de las SAF's 1, 2, 3 y 4. El tracto de sistema transgresivo (*TST*) de esta secuencia tiene un espesor de 133 m y está formado por las SAF's 4, 5 y 6; este tracto corresponde con el inicio de la transgresión marina del Cretácico Inferior. El tracto de sistema del nivel alto del mar (*HST*) tiene un espesor promedio de 88 m y está constituido por las SAF's 7 y 8 (Figs. 7.5 y 7.6). La superficie de máxima inundación posiblemente corresponda con los sedimentos terrígenos marinos de la facies de caliza limosa y limolita parda-verdosa de interior de plataforma. El límite inferior de esta secuencia es la base del paquete de conglomerados fluviales; mientras que el límite superior corresponde a la base de la capa de arenisca más joven de la Formación Santuario.

Secuencia depositacional 2 (SD-2)

La secuencia depositacional 2 (SD-2) abarca la base y parte media de la sección estratigráfica, que corresponde a la Formación El Abra (Figs. 7.4 y 7.5), tiene un espesor

total de 190 m. El tracto de sistema del nivel bajo del mar (*LST*) es incipiente, tiene un espesor máximo de 1 m y está constituido por el horizonte de arenisca beige-amarillento deltaica (Figs. 7.5 y 7.6), el *LST* está representado por la SAF-9. El tracto de sistema transgresivo (*TST*) tiene un espesor promedio de 109 m y está formada formado por las SAF's 9, 10 y 11. El tracto de sistema del nivel alto del mar (*HST*) tiene un espesor promedio de 81 m y está formada por las SAF's 11, 12 y 13 (Figs. 7.5 y 7.6). La superficie de máxima inundación de la SD-2 corresponde con el ciclo de submarea de mayor espesor dentro de la SAF-11. El límite inferior de esta secuencia corresponde con el horizonte de arenisca más joven de la Formación Santuario; mientras que el límite superior corresponde con un paquete rico en facies de boundstone de criptoalgalaminas de aproximadamente 3.5 m de espesor (SAF-13).

Secuencia depositacional 3 (SD-3)

La secuencia depositacional 3 (SD-3) está incompleta y corresponde con la SD más joven, abarca la cima de la sección estratigráfica medida que son afloramientos de la Formación El Abra (Figs. 7.5 y 7.6), tiene un espesor aproximado de 176 m. Esta secuencia únicamente está formada por el tracto de sistema transgresivo (*TST*) y el tracto de sistema del nivel alto del mar (*HST*). El tracto de sistema transgresivo (*TST*) tiene un espesor de 119 m y está formado por las SAF's 14, 15 y 16. El tracto de sistema del nivel alto del mar (*HST*) tiene un espesor promedio de 57 m y está constituido por las SAF's 16 y 17 (Figs. 7.5 y 8.6). La superficie de máxima inundación de la SD-3 corresponde con el ciclo de submarea de mayor espesor dentro de la SAF-16, este ciclo representa el inicio de una tendencia ascendente de facies de somerización (packstones y grainstones). El límite inferior de esta secuencia está definido por el paquete rico en boundstones de criptoalgalaminas de la SAF-13.

En la tabla 7.2 se resumen las características principales de las secuencias depositacionales (ciclos de tercer orden) descritos en este trabajo (espesores, trectos de sistema, límites inferior y superior, número de SAF's y de ciclos y superficies de máxima inundación). En la Figura 7.7 se muestra una columna litológica simplificada del área de estudio con los ciclos de distintas jerarquías identificados al SW de la Plataforma de Actopan.

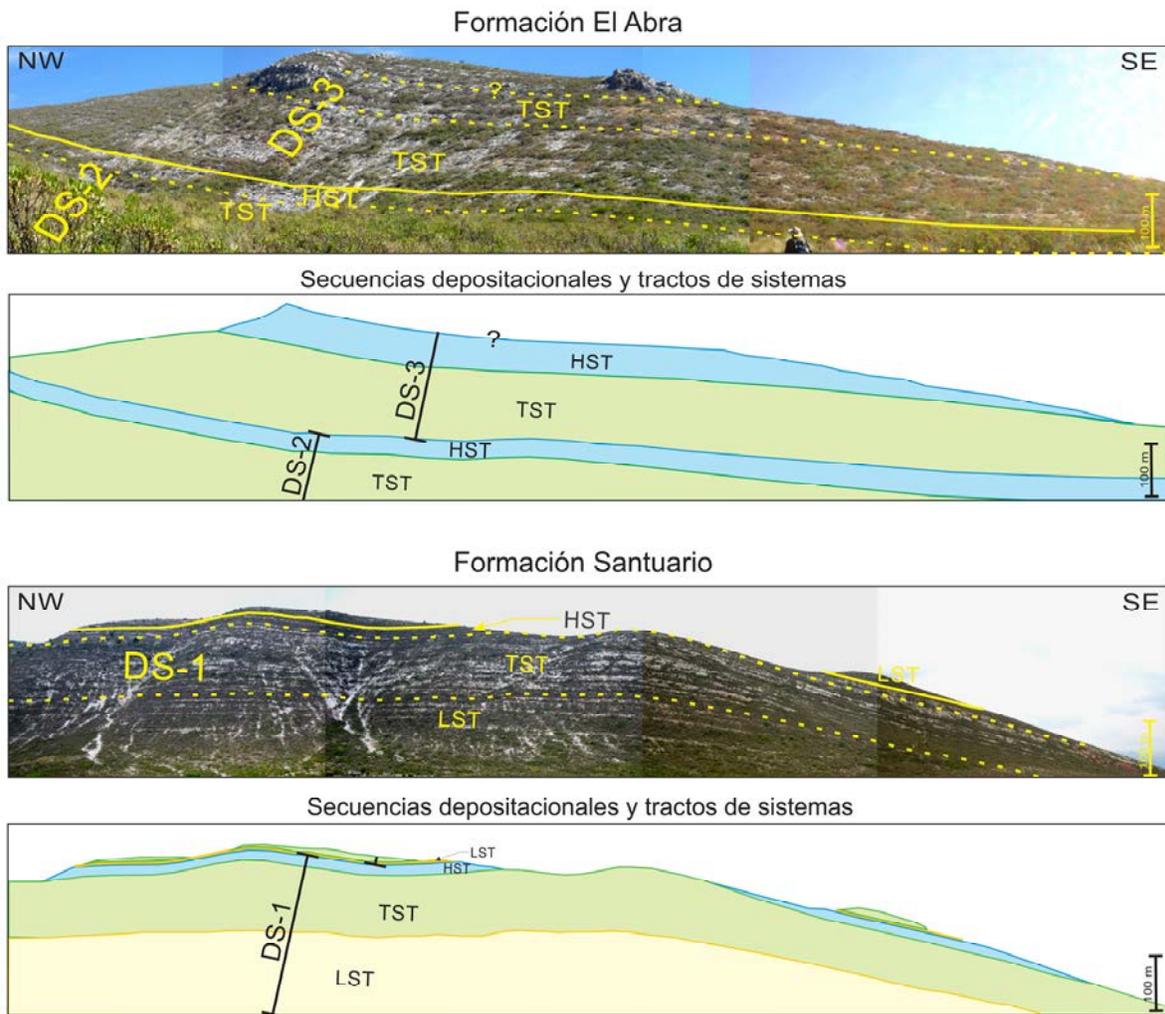


Figura 7.5. Secuencias depositacionales identificadas en las formaciones Santuario y El Abra y los trectos de sistemas que los componen. La SD-1 comprende a la Formación Santuario y la SD-2 y SD-3 corresponden a la Formación El Abra. Abreviaturas: SD – Secuencia depositacional, LST – Tracto de sistema del nivel bajo del mar, TST - Tracto de sistema transgresivo, HST - Tracto de sistema del nivel alto del mar.

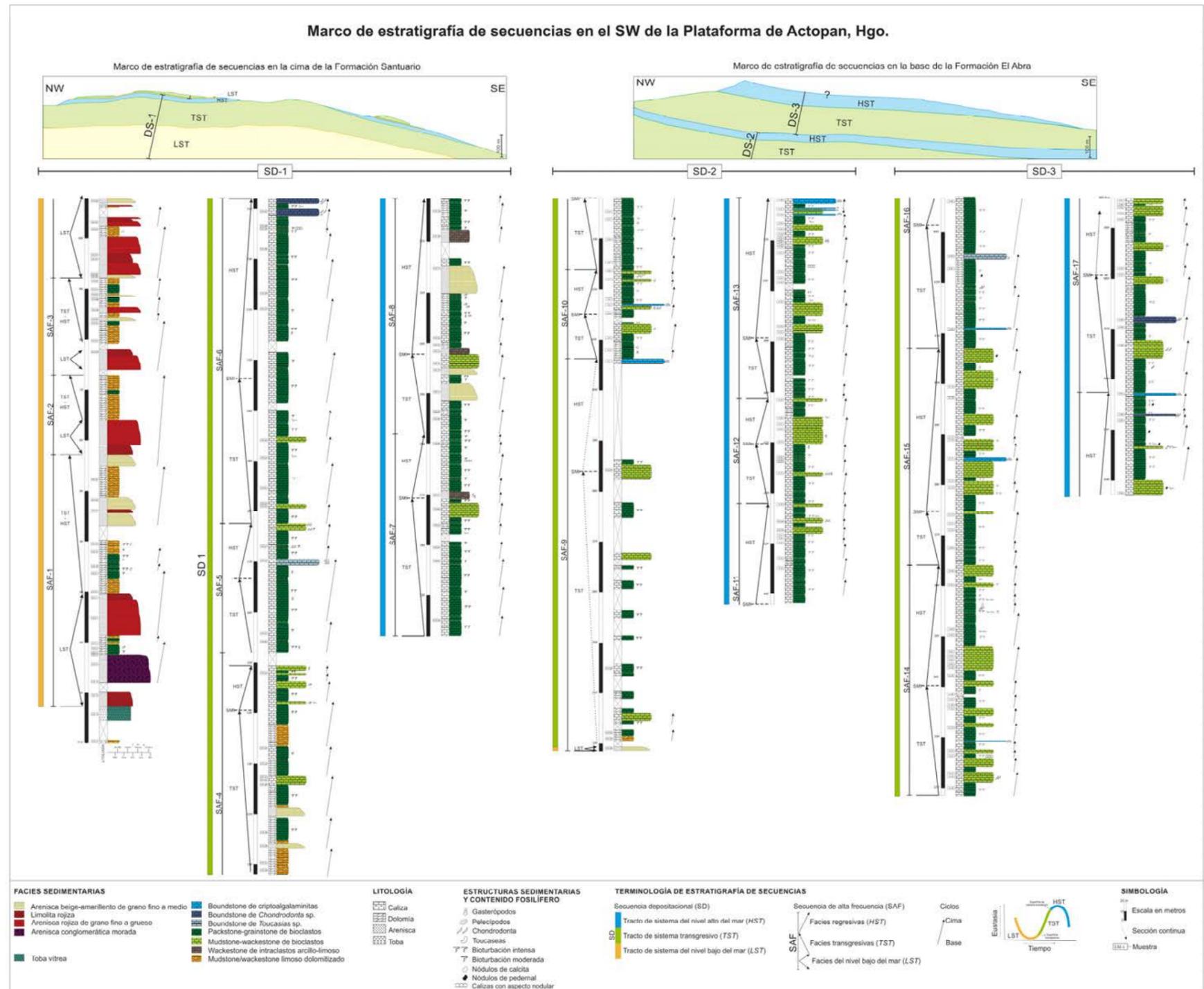


Fig. 7.6. Secuencias depositacionales de las formaciones Santuario y El Abra, al SW de la Plataforma de Actopan. Abreviaturas: SD – Secuencia depositacional; SAF – Secuencia de alta frecuencia; LST – Tracto de sistema del nivel bajo del mar, TST - Tracto de sistema transgresivo, HST - Tracto de sistema del nivel alto del mar, SMI – Superficie de máxima inundación.

SD	Espesor (m)	(LST)	(TST)	(SMI)	(HST)	LS	(SAF)	(P)
SD-1	323 (7-330)	Compuesto predominantemente de facies terrígenas a facies mixtas terrígenas-carbonatadas.	Compuesto predominantemente por ciclos masivos de submarea (mudstone-wackestone de bioclastos). Estos ciclos presentan una fuerte tendencia al engrosamiento de las capas (<i>thickness upward cycles</i>).	Posiblemente corresponde con las facies terrígenas de interior de plataforma (facies de caliza limosa) dentro de la SAF-7.	Consiste principalmente de ciclos de submarea de poco espesor (packstone-grainstone de bioclastos).	Límite inferior: base del paquete de conglomerados fluviales (SAF-1). Límite superior: base de la capa de arenisca más joven de la Formación Santuario (SAF-9).	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 8	57
SD-2	190 (330-520)	Capa de areniscas deltaicas (capa más joven de la Formación Santuario).	Predominan los ciclos de submarea (mudstone-wackestone de bioclastos).	Ciclo de submarea de mayor espesor dentro de la SAF-11.	Compuesta predominantemente por ciclos de perimarea coronados con boundstone de criptoalgalaminitas. Estos ciclos muestran una tendencia al adelgazamiento ascendente de las capas (<i>thinning upward cycles</i>).	Límite inferior: base de la capa de arenisca más joven de la Formación Santuario (SAF-9). Límite superior: paquete rico en boundstone de criptoalgalaminitas (SAF-13).	9,10, 11, 12 y 13	38
SD-3 (incompleta)	176 (520-696)	-	Ciclos masivos de submarea (mudstone-wackestone de bioclastos).	Ciclo de submarea de mayor espesor dentro de la SAF-16.	Formado por los ciclos de submarea de menor espesor (packstone-grainstone de bioclastos).	Límite de inferior: paquete rico en boundstone de criptoalgalaminitas (SAF-13).	14, 15, 16 y 17	44

Tabla 7.1. Resumen de las secuencias depositacionales identificadas en las formaciones Santuario y El Abra. Abreviaturas: SD – Secuencia depositacional, LST – Tracto de sistema del nivel bajo del mar, TST - Tracto de sistema transgresivo, SMI – Superficie de máxima inundación, HST - Tracto de sistema del nivel alto del mar, LS – Límite de secuencia, SAF – Secuencia de alta frecuencia, P – Parasecuencia.

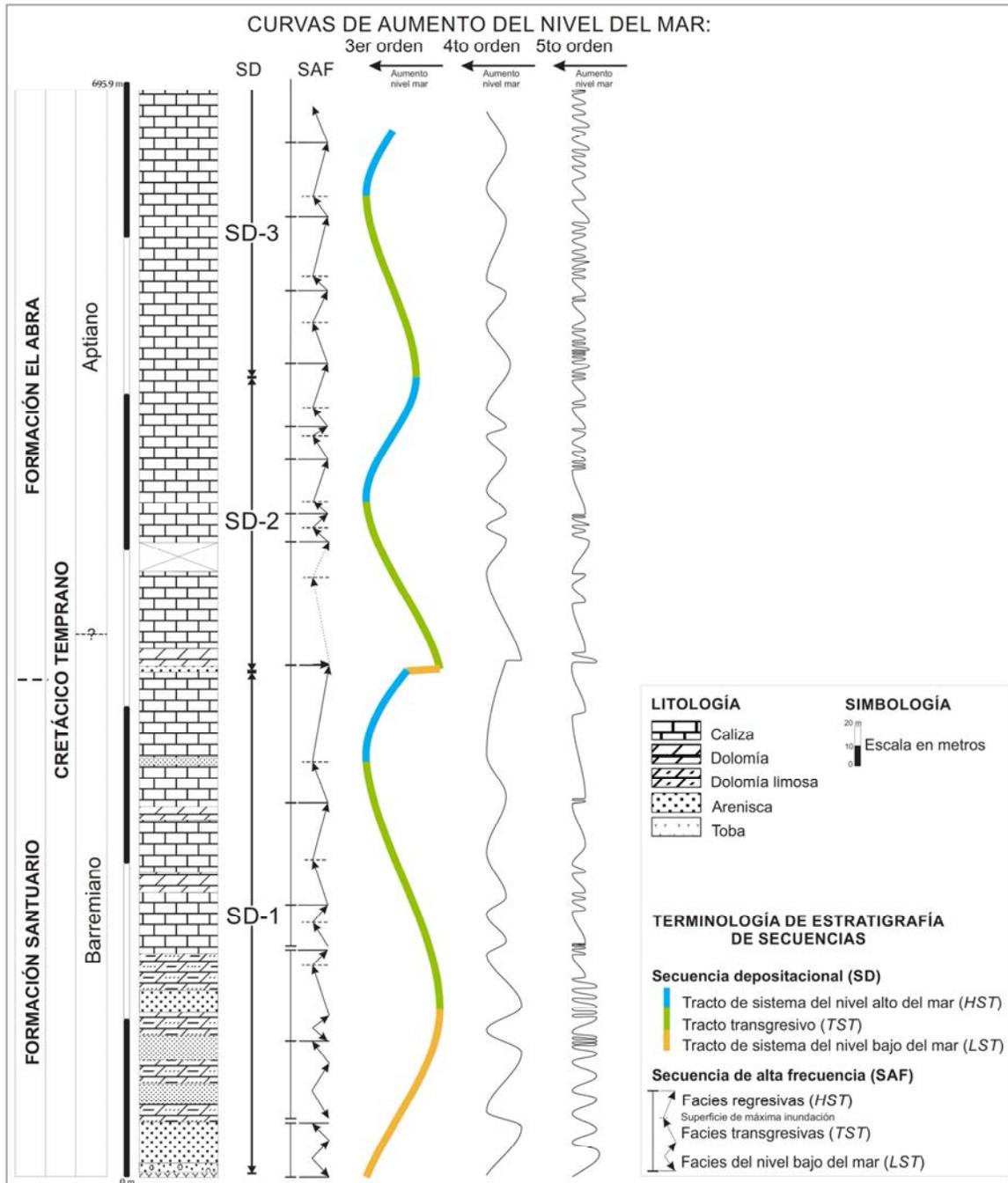


Figura 7.7. Columna litológica simplificada con la ciclicidad identificada. Curvas de la ciclicidad de acuerdo a su jerarquía, de izquierda a derecha: ciclos de tercer, cuarto y quinto orden o parasecuencias, secuencias de alta frecuencia y secuencias deposicionales respectivamente.

7.5 Correlación de secuencias depositacionales

Las secuencias depositacionales del SW de la Plataforma de Actopan, pueden correlacionarse con los ciclos eustáticos de Haq *et al.* (1987) para el Barremiano-Aptiano y con las secuencias compuestas (tercer orden) propuestas por Lehmann *et al.* (2000) en la plataforma Coahuila (Cretácico Inferior). Desafortunadamente, la fauna del área de estudio no permitió establecer un marco bioestratigráfico de alta resolución para las formaciones Santuario y El Abra, por lo que se propone la correlación con la curva eustática de Haq *et al.* (1987) a partir de la edad absoluta (U-Pb) de la toba vítrea desvitrificada de la base de la sección, de las edades relativas a lo largo de la columna estratigráfica y de la comparación con la curva eustática establecida por Haq *et al.* (1987) para el Cretácico Inferior. Haq *et al.* (1987) propone dos ciclos de tercer orden durante el Barremiano y cuatro para el Aptiano, de acuerdo a lo anterior, la secuencia depositacional SD-1 identificada en la Formación Santuario posiblemente sea correlacionable con la secuencia más joven del Barremiano superior (Fig. 7.8a y 7.8b). Las secuencias depositacionales SD-2 y la secuencia incompleta SD-3 identificadas en la Formación El Abra, podrían ser correlacionadas con la primera y segunda secuencia de Haq *et al.* (1987) para el Aptiano (Fig. 7.8a y 7.8b). El inicio de la sedimentación carbonatada del Cretácico Temprano en el SW de la Plataforma de Actopan, puede ser correlacionado con la transgresión marina del Cretácico Temprano que formó las grandes plataformas carbonatadas en el NE de México. Lehmann *et al.* (2000), reportan tres secuencias compuestas: Cu 1, Cu 2 y Cu-Co 3, en la Formación Cupido de la Plataforma de Coahuila para el Barremiano superior-Aptiano medio. La secuencia compuesta “Cu 1” es del Barremiano superior, y está formada por un tracto de sistema transgresivo constituido por mudstones limoso y lutitas de la Formación Taraises y el tracto de sistema del nivel alto está integrado por grainstones de ooides, bioclastos y peloides, este ciclo de tercer orden puede correlacionarse con la SD-1 de la Formación Santuario (Figs. 7a y 7b). La secuencia compuesta “Cu 2” del Barremiano Superior-Aptiano Inferior está formada por un tracto transgresivo (TST) integrado de ciclos masivos de submarea y un tracto de sistema del

nivel alto (*HST*) constituido de ciclos de perimarea, este ciclo de tercer orden puede correlacionarse con la SD-2 de la base de la Formación El Abra (Figs. 7a y 7c). La SD-3 probablemente sea correlacionable con la base de la secuencia compuesta Cu-Co 3 que inicia en el Aptiano medio, esta secuencia consiste de ciclos masivos (TST) de submarea.

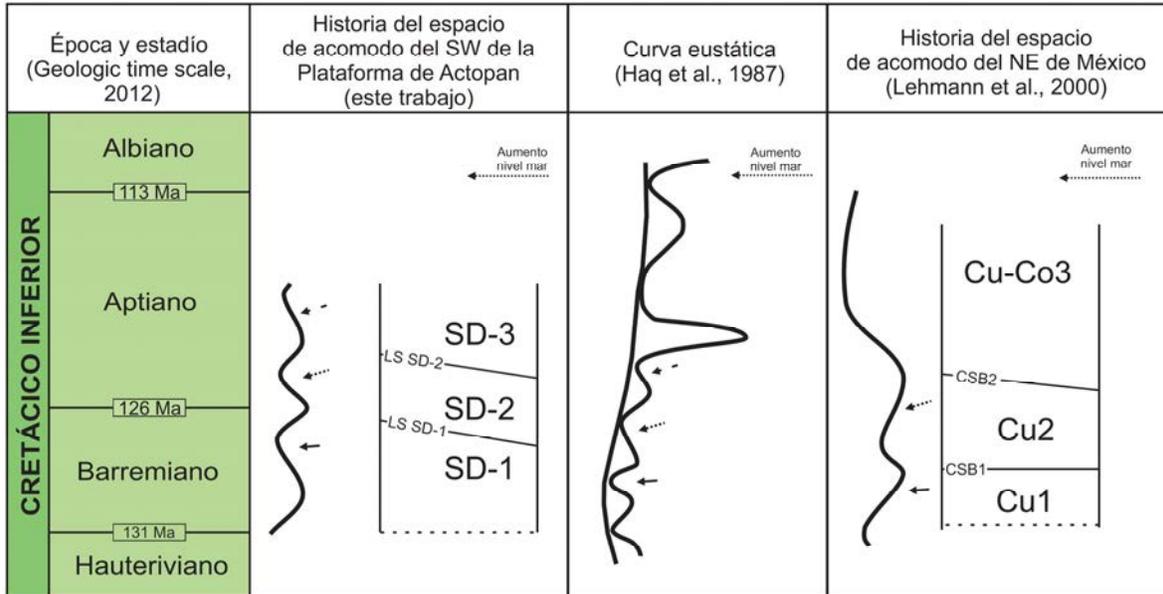


Figura 7.8. Correlación de la curva del espacio de acomodo del área de estudio con la curva eustática de Haq *et al.*, 1987 y la curva del espacio de acomodo de Lehmann *et al.*, 2000. La correlación de los ciclos se asigna con flechas distintas.

CAPÍTULO VIII. FACTORES QUE CONTROLARON LA ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DEL SW DE LA PLATAFORMA DE ACTOPAN

La sedimentación terrígeno-carbonatada del suroeste de la Plataforma de Actopan, estuvo sujeta a distintos factores que controlaron su origen y evolución durante el Cretácico Temprano. En un principio, la sedimentación fue mixta, cambiando transicionalmente a un ambiente exclusivamente calcáreo. La arquitectura de las facies estuvo controlada por el aporte terrígeno, tasas de sedimentación carbonatada, cambios eustáticos del nivel relativo del mar, tasas de subsidencia y condiciones climáticas de tiempo de invernadero (*greenhouse*). La interacción de estos factores dió origen al modelo de sedimentación propuesto para el área de estudio durante el Barremiano tardío al Aptiano temprano. En este capítulo se analizan brevemente los posibles factores que controlaron la arquitectura estratigráfica de la sección estudiada y se propone un modelo de sedimentación.

8.1 Posibles factores que controlaron la arquitectura estratigráfica de la sección estudiada

Durante el establecimiento de la Plataforma de Actopan prevaleció un importante aporte de sedimentos terrígenos que fueron transportados a la plataforma interna o laguna, por pequeños valles de incisión fluvial y frentes deltaicos débiles (Fig. 9.2). Estos sedimentos terrígenos constituyeron las facies siliciclásticas de la Formación Santuario y corresponden a sedimentos continentales depositados durante descenso del nivel relativo del mar provenientes de un elemento positivo probablemente muy cercano al área de estudio. Estas facies se intercalan con las facies carbonatadas y van disminuyendo sistemáticamente en espesor y tamaño de grano hacia arriba de la columna estratigráfica hasta desaparecer y dar paso a exclusivamente a carbonatos someros. Aunque la fábrica de carbonatos se establece, el aporte de terrígenos (gravas, arenas, limos y arcillas) impedía esporádicamente el pleno desarrollo de una fábrica de carbonatos sana (Schlager, 2003).

El marco de estratigrafía de secuencias propuesto sugiere que la arquitectura estratigráfica del área de estudio estuvo controlada, en gran parte, por las variaciones del nivel eustático de varios órdenes. Las secuencias depositacionales SD-1, SD-2 y SD-3, de mayor jerarquía, muestran una variación en el nivel eustático y en tasa de sedimentación. Posiblemente las fluctuaciones del nivel relativo del mar en la parte inferior de la sección fueron de amplitud importante, ya que los cambios de facies son abruptos; la sedimentación terrígena continental cubre abruptamente a las facies carbonatadas lagunares. En la parte media y cima de la sección estratigráfica, se observa un cambio gradual en el patrón de apilamiento de las facies, depositando facies lagunares "profundas" que gradúa a facies lagunares "someras", esto sugiere que las fluctuaciones del nivel relativo del mar fueron de baja amplitud (Lehrmann y Goldhammer, 1999). Esta ciclicidad de tercer orden controlada por eustasia se correlaciona con la carta de los ciclos eustáticos de Haq *et al.* (1987) para el Barremiano-Aptiano. Los ciclos de cuarto y quinto orden identificados dentro de las secuencias de mayor jerarquía indican fluctuaciones, posiblemente glacioeustáticas, en tiempos de invernadero (*greenhouse*); caracterizadas por su baja amplitud, del orden de unas pocas decenas de metros, probablemente controladas por excentricidad y precesión (Tucker *et al.*, 1993, Read, 1995).

El patrón de apilamiento de la arquitectura depositacional carbonatada de la cima de la Formación Santuario y base de la Formación El Abra, muestran una tendencia hacia la disminución del espacio de acomodo. La cima de la Formación Santuario está formada por ciclos dominados por facies carbonatadas fuertemente bioturbadas, lo que sugiere un tiempo de agradación de la plataforma carbonatada. La parte inferior de la Formación El Abra muestra una tendencia en el aumento gradual de facies de aguas someras ricas en granos (packstone-grainstone de bioclastos) coronadas por facies de supramarea (boudstone de criptoalgalaminas). Este patrón de apilamiento indica progradación a gran escala de la plataforma. Estas tendencias a gran escala se reflejan al graficar los ciclos carbonatados de quinto orden en los gráficos tipo Fischer construidos con el programa "*FischerPlots*" de Husinec *et al.* (2008) (Fig. 8.1). La gráfica de Fischer muestra la tendencia

del aumento y/o disminución del espacio de acomodo, en el ascenso y/o descenso de la curva de los ciclos graficados (Fig. 8.1b). Esta disminución en el espacio de acomodo ha sido interpretado como reflejo del nivel alto del mar durante el ciclo eustático de segundo orden del Valanginiano superior-Aptiano inferior (Haq *et al.*, 1987).

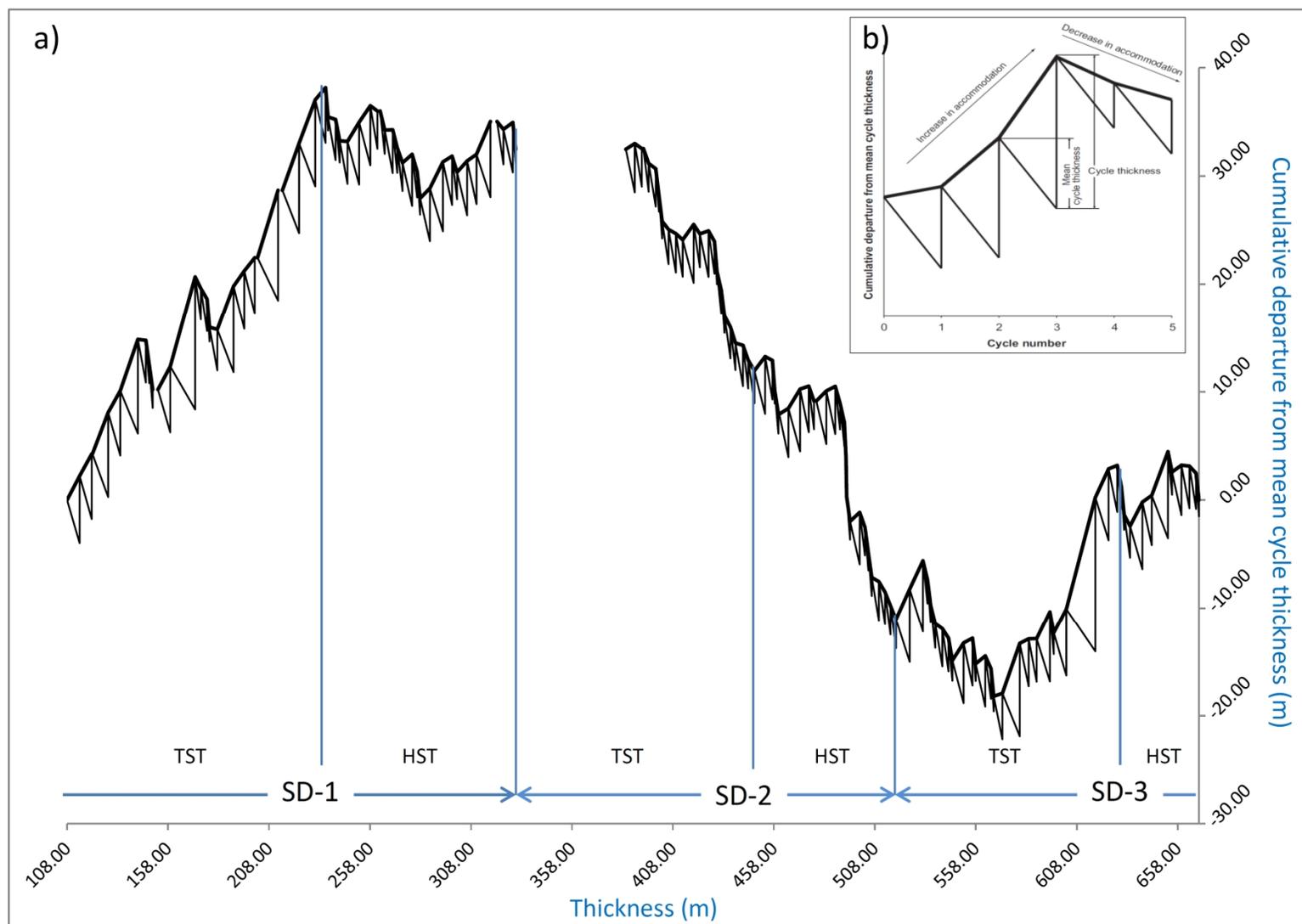


Figura 8.1. (A) "Plot de Fischer" (Husinec *et al.*, 2008) que muestra los ciclos carbonatados de las formaciones Santuario y El Abra y el marco de estratigrafía de secuencias propuesto, (B) esquema de la interpretación del aumento y disminución del espacio de acomodo en los ciclos de quinto orden, tomado de Husinec *et al.*, 2008. Abreviaturas: TST= tracto de sistema transgresivo y HST=Tracto de sistema del nivel alto del mar.

La compactación mecánica y química jugaron un papel importante en la sedimentación carbonatada de la Plataforma de Actopan y se identifican en el campo por el aspecto nodular y la presencia de estilolitas paralelas a la estratificación en algunos estratos. La compactación mecánica se genera durante la diagénesis de sepultamiento somero, por la carga litostática ejercida sobre las capas poco consolidadas que subyacen a la columna estratigráfica, lo cual puede reducir el espesor de la capa hasta en un 50% (Goldhammer, 1997). La disolución por presión o compactación química ocurre durante la diagénesis por sepultamiento profundo y consiste en la disminución del volumen tanto en sedimentos consolidados como no consolidados por la sobrepresión ejercida vía grano a grano (Golhammer, 1997). Este proceso diagenético puede reducir el espesor total del estrato hasta en un 20-35% (Scholle y Halley, 1985; Choquette y James, 1986). Tanto la compactación mecánica como química son frecuentes en las facies carbonatadas del área de estudio y es posible que estos procesos hayan reducido de manera importante el espesor de la columna estratigráfica, disimulando el espesor real de los trectos de sistemas.

La Plataforma de Actopan se desarrolló durante un tiempo de invernadero (*greenhouse*). Estos periodos se caracterizaron por el desarrollo de grandes plataformas en márgenes continentales extensionales y pasivas y fluctuaciones moderadas del nivel eustático (Fischer, 1982; Read, 1995). Los ciclos o parasecuencias de submarea y perimarea en tiempo de invernadero se caracterizan por espesores de 0.3 a 30 m (Lehrmann y Goldhammer, 1999). Read (1995) afirma que en los modelos estratigráficos de plataformas carbonatadas, las secuencias de alta frecuencia presentan fluctuaciones glacioeustáticas de baja amplitud desarrollando plataformas coronadas con carbonatos de perimarea, sin construcciones de alto relieve, ciclos de plataforma interna y discordancias pobremente desarrolladas. Estas características están presentes en la arquitectura depositacional de la parte suroeste de la Plataforma de Actopan.

8.2 Modelo de sedimentación

La distribución lateral de las facies y las relaciones estratigráficas permiten inferir el modelo depositacional de la Plataforma de Actopan durante el Barremiano tardío al Aptiano temprano. Sin embargo, es importante señalar que no fue posible interpretar un perfil depositacional (interior de plataforma-margen de plataforma-plataforma externa) de la estratigrafía estudiada. Esto no permite definir inequívocamente si la Formación Santuario correspondía a un sistema de rampa o plataforma bordeada, ya que las facies cubren un área paleo-geográfica relativamente pequeña dentro de un ambiente de plataforma interna. Sin embargo, para el Aptiano se puede deducir que el sistema carbonatado correspondía a una plataforma bordeada, ya que hacia el occidente se tienen identificadas facies carbonatadas de aguas profundas, incluidas turbiditas y flujos de escombros del Aptiano inferior (León Francisco *et al.*, 2013).

Se plantean tres escenarios de sedimentación de acuerdo a la distribución de las facies y con base en los modelos de secuencias depositacionales para sistemas terrígenos-carbonatados de Handford y Loucks (1993). El modelo 1 (Fig. 8.2a) muestra la distribución lateral de las facies durante un tiempo de descenso del nivel relativo del mar (*LST*), en este periodo la incipiente plataforma carbonatada queda expuesta, sujeta a exposición sub-área y a erosión por valles de incisión fluvial (Borer y Harris, 1991; Gardner, 1992; Kerans y Tinker, 1997; Fitchen, 1997). La sedimentación consiste principalmente de lechos rojos (conglomerados, areniscas y limolitas) y areniscas medianas/finas de frente deltaico. También se depositaron pocas facies de sedimentación mixta (mudstone-wackestone limoso dolomitizado) y facies puramente carbonatadas dolomitizadas (mudstone-wackestone de bioclastos). El escenario 2 muestra la distribución lateral de las facies depositadas durante un periodo transgresivo asociado a un ascenso del nivel relativo del mar (Fig. 8.2b). Este tracto de sistema está formado principalmente por facies de submarea lagunares "profundas" (mudstone-wackestone de bioclastos fuertemente bioturbados), escasas facies de submarea somera (packstone-grainstone de bioclastos y boundstone de toucasias) y escasas facies terrígenas de frente deltaico. El *TST* de las SD-2

y SD-3 están formados únicamente por sedimentos carbonatados de laguna “profunda” y somera. El modelo 3 (Fig. 8.2c) muestra la distribución de las facies durante el tiempo de highstand (*HST*), donde el nivel relativo del mar regresa. Las facies predominantes consisten de packstone-grainstone de bioclastos, boundstone de criptoalgalaminitas y en menor cantidad mudstone-wackestone de bioclastos.

Respecto a los tiempos de máxima inundación marina, en la SD-1, afloran escasos sedimentos terrígenos marinos carbonatados lagunares en los que queda contenida la superficie de máxima inundación. Para las SD-2 y SD-3, las superficies de máxima inundación se interpretan en la cima de los ciclos de submarea profunda de mayor espesor, que indican el inicio del descenso del nivel relativo del mar y del espacio de acomodo (Kerans y Tinker, 1997).

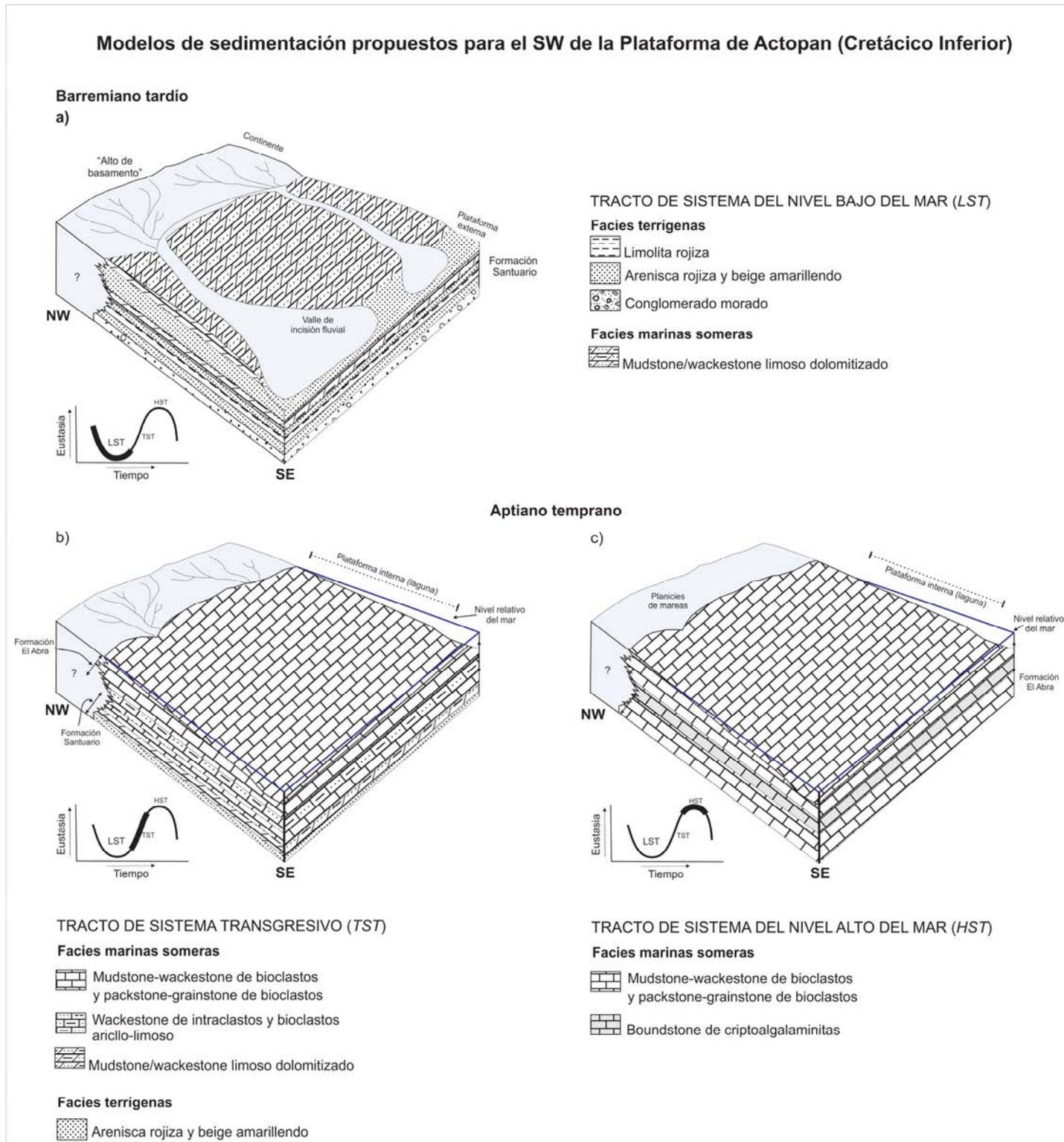


Figura 8.2. Modelos de sedimentación propuestos para el SW de la Plataforma de Actopan en el Barremiano Superior-Aptiano Inferior. a) Distribución de las facies terrígenas durante el descenso del nivel relativo del mar (LST), b) distribución de facies durante la transgresión del nivel relativo del mar (TST) y c) arreglo de la arquitectura depositacional durante el aumento nivel relativo del mar.

CAPÍTULO IX. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN SANTUARIO

A continuación se describe el análisis de procedencia realizado a seis areniscas de la Formación Santuario. En los estudios de procedencia de arenas de rocas terrígenas se aplican diversas técnicas (petrografía, geoquímica, geocronología, estadística-conteo de puntos, etc.) para inferir las rocas fuente. Uno de los mayores problemas en los estudios de procedencia es que los sedimentos generalmente no conservan la “firma composicional” de la roca fuente, debido al control que ejercen la meteorización química y mecánica, controladas por las condiciones climáticas y topográficas en el área fuente, ambiente tectónico y en la cuenca de depósito (Basu, 1985; Grantham y Velbel, 1988; Weltje *et al.*, 1998). La composición final de las rocas sedimentarias refleja tanto la composición de la roca fuente como de los procesos de erosión, meteorización mecánica y química, retrabajo, diagénesis, transporte, disolución, entre otros, al que son sometidas antes de su depósito (Johnsson and Meade, 1990; Weltje y von Eynatten, 2004). De acuerdo a Weltje y von Eynatten (2004), la composición final de una roca sedimentaria está en función del tamaño de grano, por lo que una arenisca de grano grueso conserva mayores elementos composicionales de la roca fuente que una arenisca de grano fino, en la que predomina una composición mineralógica que refleja los procesos sedimentarios y diagenéticos.

De acuerdo a lo anterior, para obtener resultados que reflejen lo más aproximado la composición de la roca es necesario considerar el método empleado, de acuerdo al tamaño de grano de la roca y a su composición. Los métodos de conteo de puntos definen cuantitativamente la abundancia en porcentajes modales de los componentes de la roca: los dos métodos de conteo de puntos que se utilizan más comúnmente son el tradicional o Indiana (Basu, 1976; Mack y Suttner, 1977) y el de Gazzi-Dickinson (1966-1970). A continuación se describen de manera sucinta dichos métodos.

9.1 Introducción

Método Tradicional o Indiana

Este método se basa en la clasificación petrográfica tradicional que considera a todos los granos monominerales como granos monocristalinos, y a todos los componentes poliminerales como granos líticos. Los diagramas ternarios de composición se expresan en función del porcentaje de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos (diagramas QFL). La composición de las areniscas estará en función del tamaño de grano; una arenisca de grano grueso con mayor cantidad de fragmentos líticos preservará más información de la roca fuente que una arenisca de grano fino que es resultado de la fragmentación progresiva de los clastos poliminerales en componentes monominerales. Es claro que las rocas alimentadas por la misma fuente sedimentaria pero con tamaño de grano distinto serán graficadas en diferentes campos en el diagrama QFL (Zuffa, 1985). El método tradicional refleja la procedencia, historia de transporte y las modificaciones post-depositacionales (Suttner, 1974; Suttner *et al.*, 1981; Weltje 2002).

Método Gazzy-Dickinson

Este método parte de la premisa de que las modas detríticas de las areniscas reflejan las condiciones tectónicas del ambiente de procedencia, al aportar cada ambiente tectónico detritos únicos y característicos (Dickinson y Suczek 1979; Dickinson 1985) (Tabla 9.1). Este método considera que los factores externos como relieve, mecanismo de transporte, clima, diagénesis, etc., son mecanismos secundarios en el depósito de los sedimentos y supone independiente el tamaño de grano de la arenisca. En este método todos los componentes monominerales se cuentan como granos monocristalinos. Mientras los granos poliminerales y materiales afaníticos poliminerales menores a 0.0625 mm se cuentan como granos policristalinos (fragmentos líticos) y si son mayores a 0.0625 mm se consideran granos monocristalinos. Lo anterior sugiere que los únicos granos

policristalinos que se cuentan como fragmentos líticos son los que no cambian su categoría de líticos en areniscas de grano grueso a fino. Los diagramas ternarios del método Gazzy-Dickinson enfatizan la madurez textural (QtFL) y la procedencia (QmFL).

PROCEDENCIA TECTÓNICA		CONDICIONES TECTÓNICAS	COMPOSICIÓN DE LAS ARENISCAS
Cratones estables	Derivan de una pobre exposición de granitos y gneises + reciclaje de sedimentos de plataforma.	Interior continental o plataforma pasiva	Arenas ricas en cuarzo total (Qt) = (Qm) + (Qp), con altas relaciones de Qm/Qp y K/P.
Levantamiento del basamento	La exposición del basamento aporta sedimentos arenosos que tienen afinidad con detritos derivados de arcos magmáticos u orógenos reciclados (Mack, 1984).	Rift o ruptura transforme.	Arenas cuarzo-feldespáticas (arcósicas) con poca cantidad de fragmentos líticos.
Arcos magmáticos	Materiales volcanoclásticos eruptados y erosionados de las cadenas de estratovolcanes y asociados con placas ingnimbríticas.	Arco de islas o arco continental	Arenas volcanoclásticas feldespato-líticas (F-L), con alta relación de P/F y de Lv/Ls. Graduando a arenas cuarzo-feldespáticas (Qm-F) derivadas de batolitos.
Orógeno reciclado		Complejo de subducción y cinturones plegados y cabalgados.	Arenas cuarzo-líticas (Qt-Lt), con poco F y Lv y con relación variable de Qm-Qp y Qp/Ls.

Tabla 9.1. Composición de las areniscas en función del ambiente tectónico, tomado de Dickinson (1985). Abreviaturas: Qt= cuarzo total, Qp= cuarzo policristalino, Qm= cuarzo monocristalino, K= feldespato potásico, P= plagioclasa, F= feldespato total, L= líticos totales, Lv= líticos volcánicos-metavolcánicos, Ls= líticos sedimentarios y metasedimentarios.

Dickinson y Suczek (1979) adaptaron los diagramas ternarios de Dickinson (1970) a trabajos enfocados en arcos magmáticos (Fig. 9.1), que incluye a areniscas procedentes de ambientes tectónicamente activos, con actividad volcánica intensa y/o de cuencas extensionales (Mohr y Zanettin, 1988; Bryan *et al.*, 2000). Ingersoll y Suczek (1979) modificaron el método de Dickinson (1970) para confirmar el carácter metamórfico de los fragmentos líticos (QpLvLsm) y añaden un diagrama ternario que enfatiza el carácter de los líticos (LmLvLs) (Fig. 9.1). Estos diagramas son útiles para diferenciar arenas que provienen de cinturones de sutura, arcos magmáticos y márgenes continentales afectados por tectónica extensional. El método de Gazzy-Dickinson presenta ventajas sobre el método tradicional pero tiene desventajas, ya que excluye a las rocas sedimentarias de composición mixta (terrigenas-carbonatadas). (Zuffa, 1980) sí incluye a estas areniscas híbridas en su método y permite cuantificar su composición modal considerando todos los tipos de sedimentos carbonatados y silicilásticos. La Tabla 9.2 resume los objetivos, ventajas y desventajas de los métodos utilizados para análisis de procedencia de las areniscas.

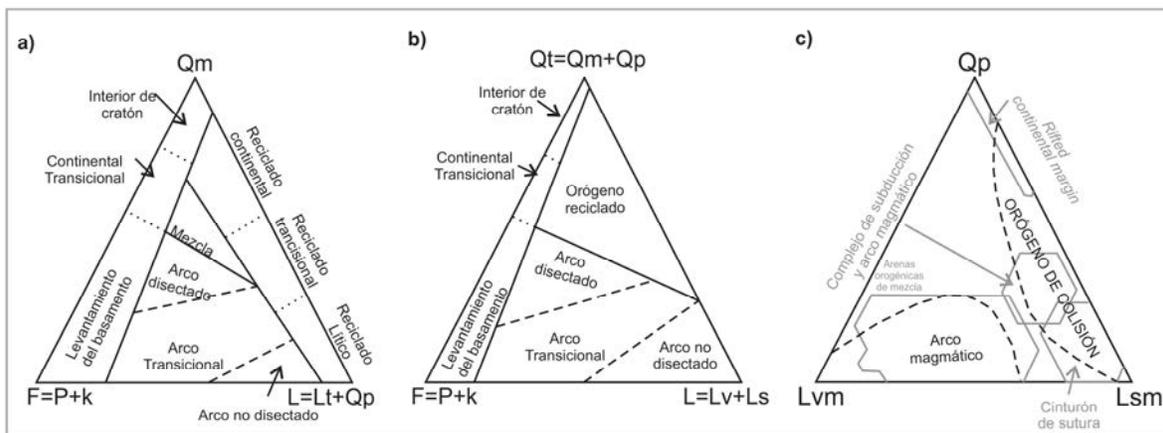


Figura 9.1. Diagramas ternarios para análisis de procedencia de arenas. (A) Diagrama de Dickinson (1985) que enfatiza la procedencia tectónica. (B) Diagrama de Suczek (1979) que se enfoca más en la madurez de la arenisca. (C) Diagrama de Dickinson y Suczek (1979) (líneas punteadas) y de Ingersoll y Suczek (1979) (líneas sólidas), que enfatizan el carácter metamórfico de los líticos. Abreviaturas: Qt= cuarzo total, Qp= cuarzo policristalino, Qm= cuarzo monocristalino, K= feldespato potásico, P=plagioclasa, F=feldespato total, L=fragmentos líticos totales, Lv=líticos volcánicos-metavolcánicos y Ls=líticos sedimentarios y metasedimentarios.

MÉTODO	OBJETIVO	VENTAJAS	DESVENTAJAS
GAZZY-DICKINSON	Determinar el origen o ambiente tectónico de la arenisca.	<ul style="list-style-type: none"> - Aporta mayor información respecto a la roca fuente en áreas tectónicamente activas (Dickinson, 1970). - La composición es independiente del tamaño de grano, no se requiere el conteo de distintas fracciones ni el tamizado de la muestra, el conteo es más rápido y con menos ambigüedad (Ingersoll <i>et al.</i>, 1984). 	<ul style="list-style-type: none"> - No considera a los líticos calcáreos, minerales pesados, etc., ni los ambientes tectónicos de transición. - No están representados todos los ambientes tectónicos en los diagramas (Mack, 1985). - No considera los fragmentos de rocas cristalinas (granitoides, rocas ultramáficas, gneisses, granulitas) ni otras rocas metamórficas de grano grueso. - No proporciona información sobre condiciones paleoclimáticas ni paleotopográficas.
TRADICIONAL	Detectar los cambios en la composición de las areniscas como resultado de la intemperización, relieve del área fuente, el mecanismo de transporte y la roca fuente (Dickinson y Suczek, 1979).	<ul style="list-style-type: none"> - Aporta información sobre la historia de transporte y las condiciones post-depositacionales. 	<ul style="list-style-type: none"> - La composición de las areniscas y la cantidad de líticos depende del tamaño de grano. - No considera a los líticos calcáreos ni minerales pesados.
GAZZY-ZUFFA	Minimizar la dependencia del tamaño de grano en la composición y separar los sedimentos arenosos intra- y extracuenca.	<ul style="list-style-type: none"> - Considera todos los tipos de granos en la composición de la arenisca y a los componentes intersticiales (matriz y/o cemento). 	
DICKINSON-SUCZEK	Determinar el origen o ambiente tectónico, particularmente en areniscas que provienen de arcos magmáticos y de orógenos de colisión.	<ul style="list-style-type: none"> - Los diagramas ternarios de líticos (QpLvLs) y de granos monocristalinos (QmPK) aportan información detallada de algunos conjuntos petrogenéticos. - Permiten también hacer inferencias o correlaciones que pueden ser utilizadas en la interpretación del ambiente tectónico de cualquier tipo de cuenca. 	<ul style="list-style-type: none"> - No considera a los fragmentos líticos calcáreos, minerales pesados, etc.
INGERSOLL-SUCZEK	Distinguir la procedencia tectónica de las areniscas.	<ul style="list-style-type: none"> - Añade el diagrama LmLvLs como herramienta útil en el estudio de procedencia. 	<ul style="list-style-type: none"> - No considera a los granos calcáreos, minerales pesados ni granos misceláneos. - Se aplica a sedimentos del tamaño de la arena que han sido depositados rápidamente y que provienen de un área regionalmente homogénea.

Tabla 9.2. Resumen de los principales métodos para estudios de procedencia de arenas.

9.2 Análisis petrográfico y modal

En las tablas 9.3 y 9.4 se enlistan las muestras de areniscas de la Formación Santuario y los resultados del conteo de puntos que se graficaron en los diagramas composicionales de Folk (1974) y de procedencia tectónica de Dickinson (1985). Las muestras LM-6, LM-21, LM-34 son litarenitas fluviales (facies de arenisca rojiza de grano grueso a fino) y las muestras LM-30, LM-38 y LM-80 son litarenitas de frente deltaico (facies de arenisca beige amarillento de grano medio a fino) (Fig. 9.3).

Muestra	Qm	%Qm	Qp	%Qp	F	%F	Lvf	%Lvf	Lvm	%Lvm	LsLm	%LsLm	Gm	%Gm
LM-6	116	23.2	94	18.8	10	2	21	4.2	6	1.2	50	10	203	40.6
LM-21	98	19.6	104	20.8	9	1.8	94	18.8	6	1.2	52	10.4	137	27.4
LM-30	130	26	114	22.8	10	2	67	13.4	5	1	66	13.2	108	21.6
LM-34	84	16.8	163	32.6	2	0.4	15	3	0	0	44	8.8	192	38.4
LM-38	69	13.8	169	33.8	2	0.4	0	0	0	0	98	19.6	162	32.4
LM-80	119	23.8	164	32.8	5	1	2	0.4	0	0	101	20.2	109	21.8
Parámetros recalculados														
$QmFL\%Q = 100 * Q / (Qm + Qp + F + Lvf + Lvm + LsLm)$							$QmFL\%F = 100 * F / (Qm + Qp + F + Lvf + Lvm + LsLm)$							
$QmFL\%L = 100 * L / (Qm + Qp + F + Lvf + Lvm + LsLm)$							$QtFL\%Q = 100 * (Qm + Qp) / (Qm + Qp + F + Lvf + Lvm + LsLm)$							
$QtFL\%F = 100 * (F) / (Qm + Qp + F + Lvf + Lvm + LsLm)$							$QtFL\%L = 100 * (Lvf + Lvm + LsLs) / (Qm + Qp + F + Lvf + Lvm + LsLm)$							
$QpLvLs\%Qp = 100 * Qp / (Qp + Lvf + Lvm + LsLm)$							$QpLvLs\%Lv = 100 * (Lv + Lvm) / (Qp + Lvf + Lvm + LsLm)$							
$QpLvLs\%Ls = 100 * Ls / (Qp + Lvf + Lvm + LsLm)$														

Tabla 9.3. Muestras analizadas, resultados del conteo y parámetros para el cálculo de porcentajes graficados en los diagramas ternarios de Folk (1974) y Dickinson (1985).

Muestras	Procedencia tectónica			Madurez textural			Carácter de los líticos		
	Qm	F	L	Qt	F	L	Qp	LV	LS
LM-6	39	3	58	71	3	26	55	16	29
LM-21	27	2	71	56	2	42	41	39	20
LM-30	33	3	64	62	3	35	45	29	26
LM-34	27	1	72	80	1	19	73	7	20
LM-38	20	1	79	70	1	29	63	0	37
LM-80	30	1	68	72	1	26	61	1	38

Tabla 9.4. Porcentajes graficados en los diagramas ternarios de clasificación de Folk (1974) y de ambientes tectónicos de Dickinson (1985). Diagrama ternario de los fragmentos líticos (Ingersoll y Suczek, 1979).

La composición de las areniscas analizadas de la Formación Santuario consiste de: 16-33.8% de cuarzo policristalino, 13.8-26% cuarzo monocristalino, 10-20.2% de líticos sedimentarios (lutitas y mudstones), 10-20.2% de líticos metamórficos (meta-areniscas y pocos esquistos), 0.4-25.6% de líticos volcánicos félsicos y 0-14% líticos volcánicos máficos. El cemento de cuarzo sintaxial y/o arcillas en conjunto con los circones detríticos e ígneos, la calcita y/o dolomita diagenéticas y los minerales pesados comprenden del 17 al 40.6% del porcentaje total de la roca. En los diagramas QtFL d y QmFL de Dickinson (1985) las muestras grafican en el campo de orógeno reciclado y de reciclado transicional y lítico respectivamente (Figs. 9.3a y 9.3b). En el diagrama de Dickinson y Suczek (1979) estas muestras se ubican en la zona de areniscas orogénicas de mezcla (Fig. 9.3c).

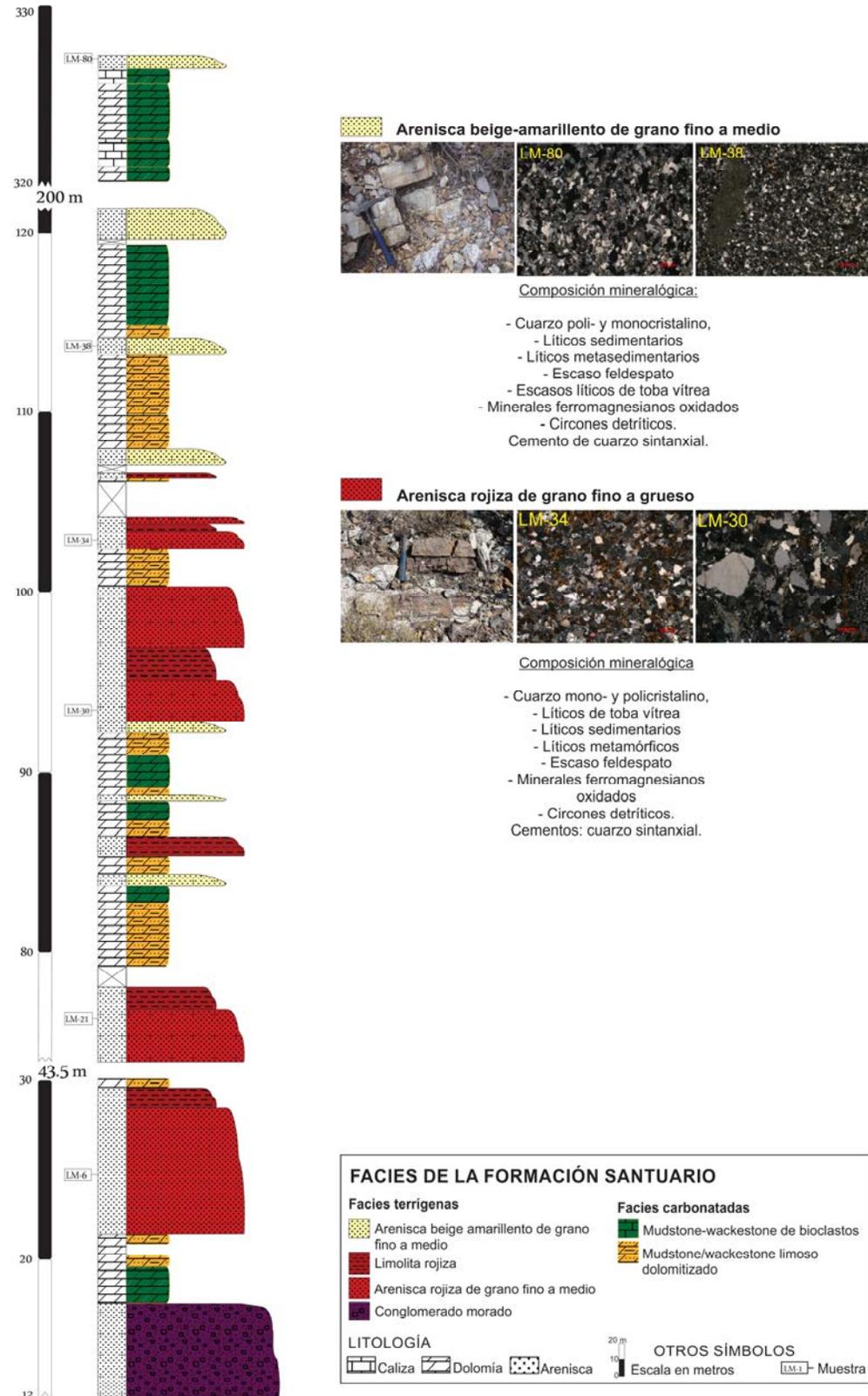


Figura 9.2. Fragmentos de la columna estratigráfica medida que ilustra la posición estratigráfica de las litarenitas analizadas en este capítulo. Con las fotografías de las facies terrigenas a escala de afloramiento y a escala microscópica.

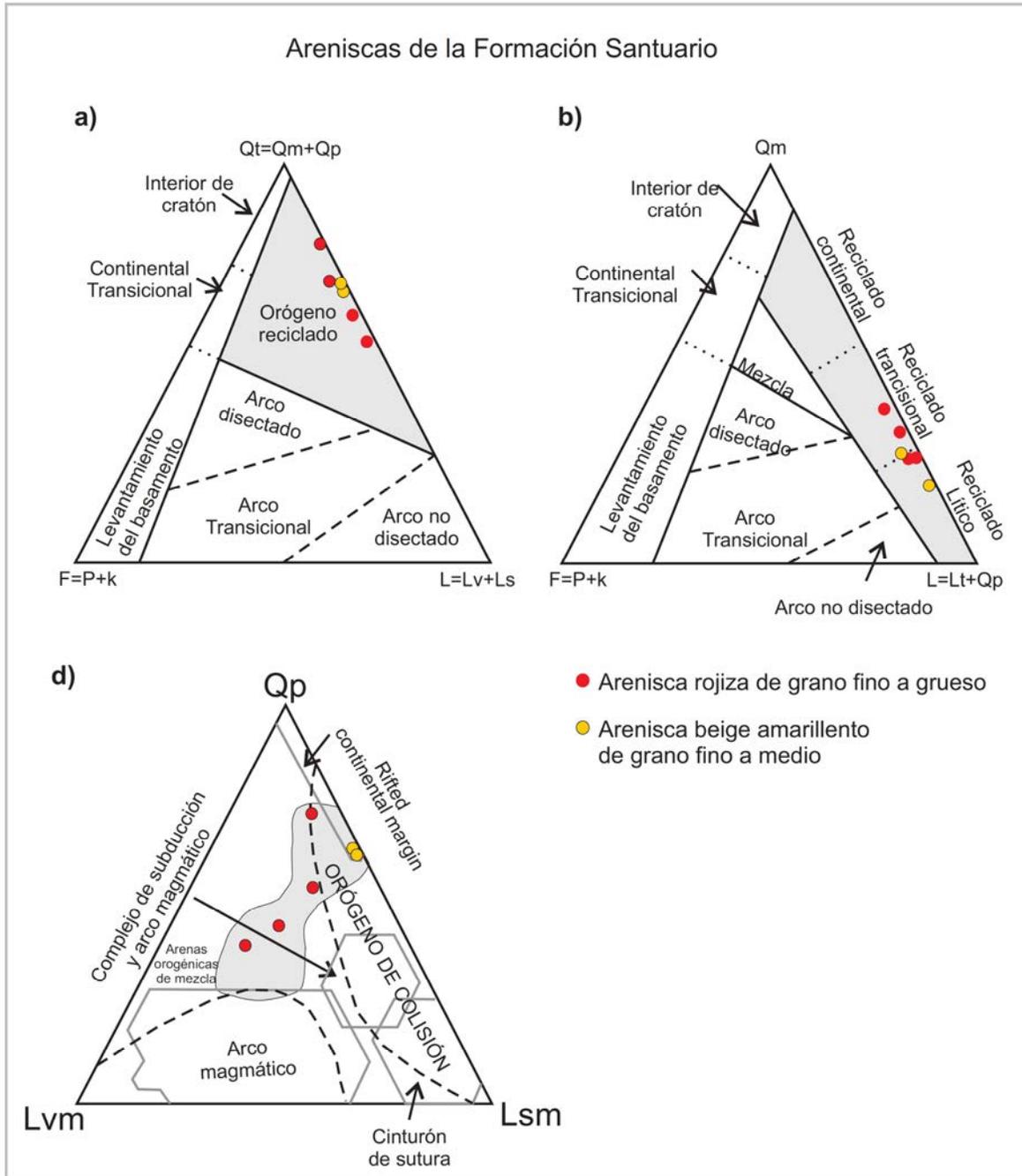


Figura 9.3. Areniscas de la Formación Santuario graficadas en los diagramas ternarios de Dickinson (1985). b) diagrama de QmFL de Dickinson (1985), c) Diagrama de QtFL de Dickinson (1985) y d) diagrama de QpLvLsm de Dickinson y Suczek (1979).

9.3 Procedencia

Las areniscas de la Formación Santuario presentan pequeñas variaciones composicionales que reflejan los ambiente de depósito interpretados en este trabajo. Las areniscas rojizas fluviales tienen abundantes líticos volcánicos félsicos, hematita y común dolomita diagenética, mientras que las areniscas deltaicas presentan abundante cuarzo policristalino, común calcita diagenética (en fracturas y reemplazando a los minerales) y escasos líticos volcánicos félsicos. Lo anterior indica que las areniscas de la Formación Santuario tuvieron como área fuente rocas volcánicas félsicas, sedimentarias y meta-sedimentarias ricas en cuarzo. Es importante destacar que la toba de la base de la sección estratigráfica medida tiene la misma composición que los líticos volcánicos félsicos que componen a las areniscas fluviales. Esta toba es del Barremiano tardío (127 ± 1 Ma) según el fechamiento realizado por U-Pb, esto implica que una fuente volcánica félsica estuvo activa en el Cretácico Temprano durante el tiempo de depósito de la Formación Santuario.

Existen sucesiones sedimentarias con depósitos volcánicos del Cretácico Temprano documentadas en el centro y sur de México en el área de Toluimán, Oro., y en el norte del Estado de Guerrero. En la primera se encuentra la Formación San Juan de la Rosa (Chauvé *et al.*, 1985) y en el Estado de Guerrero las formaciones Chapolapa, Zicapa y Esquisto Taxco (Centeno-García *et al.*, 2008). Es improbable que los terrigenos en discusión procedieran de las formaciones cretácicas del Estado de Guerrero, porque el centro y sur de México estaban inundados por aguas marinas durante el Cretácico Temprano (McFarlan y Menes, 1991; Goldhammer y Johnson, 2001).

El vulcanismo del área de Toluimán, Oro., alimentó los depósitos tobáceos de la Formación San Juan de la Rosa. La Formación San Juan de la Rosa consiste de una sucesión volcano-sedimentaria de varias cientos de metros de espesor de brechas volcánicas, conglomerados, tobas, areniscas y lutitas apizarradas depositadas en condiciones marinas profundas, con amonitas del Kimmeridgiano al Tithoniano inferior (Martínez-Hernández, 1979). Recientemente su edad de depósito se ha extendido al Cretácico Temprano de acuerdo a edades U-Pb de circones en litarenitas volcánicas (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009;

Ortega-Flores *et al.*, 2013). Las areniscas de la Formación San Juan de la Rosa no pudieron aportar detritos hacia Actopan, Hgo., porque, el área de Tolimán-Zimapán Oro., al occidente de Actopan, también estuvo inundada en el Cretácico Temprano (McFarlan y Menes, 1991; Goldhammer y Johnson, 2001; Padilla y Sánchez, 2007). El área adyacente a Zimapán constituía un depocentro (Cuenca de Zimapán) en donde se depositaron carbonatos de talud de las formaciones Tamabra y Tamaulipas Inferior (Carrillo-Martínez, 1998). La misma Formación Santuario constituida por facies de aguas profundas estaba siendo depositada en esta porción (Seegerstrom, 1961a). Lo que sí es probable, es que los circones ígneos de edad Barremiano tardío de la toba félsica de la Formación Santuario fueran aportados por el volcanismo de Tolimán, Oro., a través de flujos de caída de ceniza en la incipiente plataforma carbonatada de Actopan. Esto se sugiere porque las edades U-Pb de la toba y las litarenitas de las Formación Santuario muestran edades concordantes con litarenitas de la Formación San Juan de la Rosa (Ortega-Flores, 2013) (Fig. 9.4).

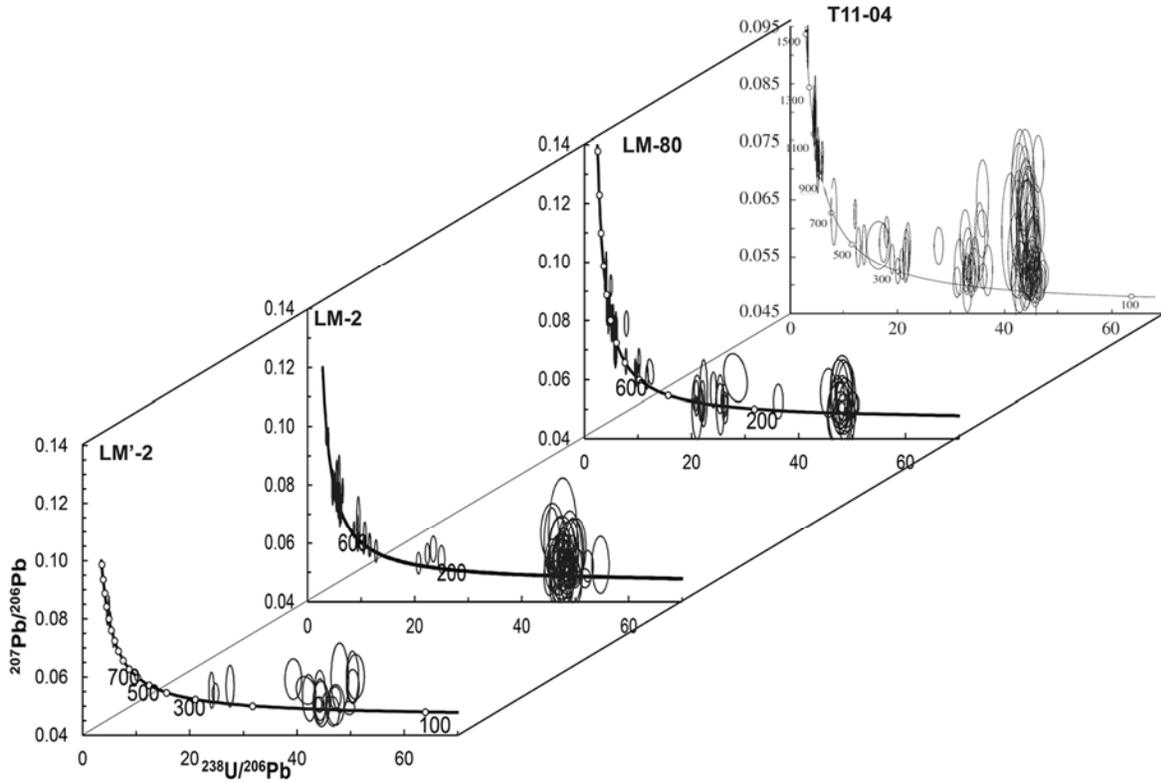


Figura 9.4. Diagramas Tera-Wasserburg de edades U-Pb. LM-2 y LM-80: circones detríticos de litarenitas de la Formación Santuario; T11-04: circones detríticos de una litarenita de la Formación San Juan de la Rosa; LM'-2: circones ígneos de la toba vitro-cristalina de la Formación Santuario.

Un aspecto importante a considerar sobre la identificación de las posibles áreas fuente de las arenas, es la distribución de facies de las formaciones Santuario y El Abra en la Plataforma de Actopan. Hacia el occidente del área de estudio, en el corredor Ixmiquilpan-Jaguey Blanco (Albiano-Cenomaniano; Tarango 2005) se localizan facies de talud/cuenca. Además, como ya se ha señalado, estudios paleogeográficos regionales indican que el centro y sur de México estuvieron inundados durante el Barremiano-Aptiano temprano (McFarlan y Menes, 1991; Goldhammer y Johnson, 2001) (Fig. 9.5). Esto implica que los sistemas fluviales que transportaban los terrígenos que formaron las areniscas de la Formación Santuario, debían proceder del oriente.

Lo anterior implica que para el tiempo de depósito de la Formación Santuario debió haber existido un área expuesta, sujeta a erosión, desde donde se generaban detritos volcánicos félsicos, sedimentarios y metamórficos. Aunque estos altos de basamento no están documentados en esta parte de México para ese tiempo, es importante considerar las condiciones paleogeográficas al oriente de la Plataforma de Actopan para inferir posibles fuentes de aporte. De acuerdo a las edades U-Pb de las areniscas de la Formación Santuario (Fig. 9.4), es posible que este alto estructural estuviera erosionando parte del basamento ígneo y de los lechos rojos triásicos, alimentando a los depocentros cercanos a través de sistemas fluviales. Aunque también es posible que el alto estructural haya erosionado rocas formadas por ciclos secundarios de erosión y re-depósito. Se reportan afloramientos del basamento metamórfico (Gneiss Huiznopala), lechos rojos de la Formación Huizachal y areniscas de la Formación Huayacocotla del Precámbrico, Triásico y Jurásico Inferior respectivamente, al N-NE de Actopan, Hgo., en los poblados de Molango, Calnali, Pexmuco y Chapulhuacán en el Estado de Hidalgo y Tamazunchale en S.L.P., (Sánchez-Rojas y Rosales-Franco, 1982; Vergara-Martínez y Zárate-López, 1983; Suter, 1990; Soto-Araiza *et al.*, 2001;) (Fig. 9.6). Estos afloramientos constituyeron altos estructurales o paleo-islas por lo menos hasta el Jurásico Medio (Kimmeridgiano; Goldhammer y Johnson, 2001; Padilla y Sánchez, 2007) por lo que tal vez durante la transgresión marina del Cretácico Temprano alguna zona permaneció emergida.

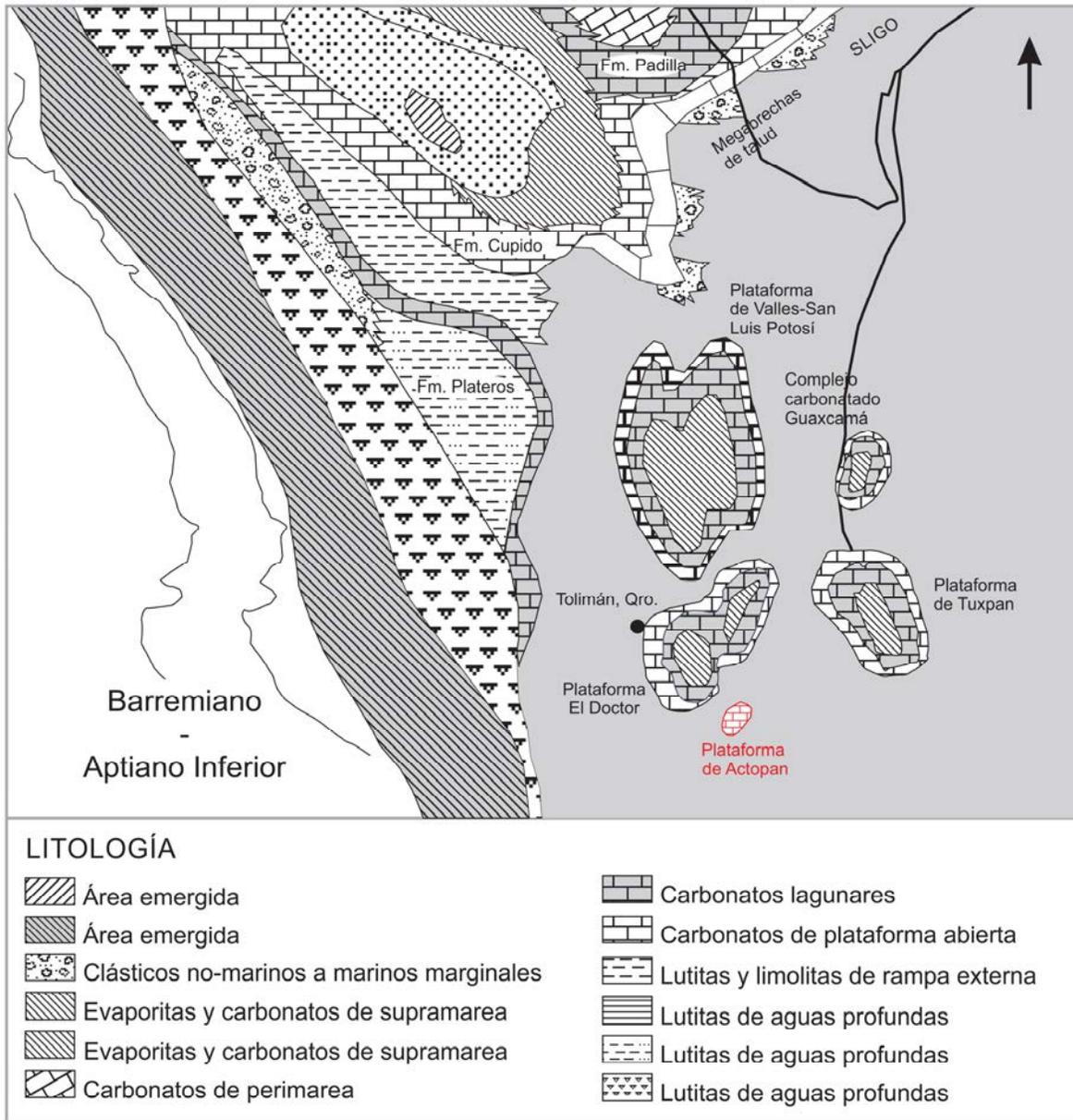


Fig. 9.5. Mapa paleogeográfico del Barremiano al Aptiano inferior (Modificado de Goldhammer y Johnson, 2001).

Por otra parte, existe evidencia de otras sucesiones sedimentarias similares a la Formación Santuario. El pozo Agua Nueva-1 ubicado en los alrededores del poblado de Agua Nueva, SLP., aproximadamente a 178 Km al N de Actopan, Hgo., (Fig. 9.6), documentó una sucesión de más de 300 m de espesor que Carrillo-Bravo (1971) describe, de la cima a la base como: calizas color gris claro medianas a gruesas, areniscas ligeramente calcáreas gris a gris claro, horizontes de bentonita gris verdoso, calizas dolomitizadas gris verdoso, calizas pardas a pardas grisáceas, areniscas gris claro, calizas pardas a pardas grisáceas y escasa lutita gris verdosa y caliza de color negro. Carrillo-Bravo (1971) llamó a esta sucesión sedimentaria "Calizas de Plataforma sin nomenclatura formal" y les asignó la edad Aptiano-Barremiano por su posición estratigráfica porque subyacen a la Formación Guaxcamá (Aptiano-Neocomiano?) y sobreyacen a la Formación La Casita (Jurásico Superior). El pozo Guaxcamá-1 ubicado aproximadamente a 248 Km al NW de Actopan, Hgo., en los alrededores de Guaxcamá, SLP., (Fig. 9.6), reporta varios horizontes de areniscas y lutitas arenosas rojas, limolitas de color café rojizo, cuerpos de areniscas de grano medio a conglomerático con cemento silíceo. Estos horizontes están intercalados con escasas calizas, anhidritas y yesos de la Formación Guaxcamá (Carrillo-Bravo, 1971).

Basáñez-Loyola *et al.* (1999) reportan en la Plataforma de Valles-San Luis Potosí a la Formación Alamos (Celestino, 1982 *en* Basáñez-Loyola *et al.*, 1999) como producto final de la erosión de los bloques de basamento Jurásico. De acuerdo a Celestino (1982 *en* Basáñez-Loyola *et al.*, 1999), la Formación Alamos consiste de areniscas de grano fino a grueso que gradúan a conglomerático, color café grisáceo y amarillento, que Basáñez-Loyola *et al.* (1999) asignan al Berriasiano por su posición estratigráfica. Esta formación fue cortada por los pozos Agua Nueva-1, Guaxcamá-1, Tolentino-1 y Pérez-1. El pozo Tolentino-1 está ubicado aproximadamente a 263 Km y el Pozo Pérez-1 a 280 km al NW y NE de Actopan, Hgo., respectivamente (Fig. 9.6). De acuerdo a estos autores, la sucesión terrígena del Pozo Guaxcamá y la sucesión mixta terrígeno-carbonatada del Pozo Agua Nueva-1 descritas por Carrillo-Bravo (1971) corresponden a la Formación Alamos.

Lo anterior implica que existen otras sucesiones terrígenas y mixtas terrígeno-carbonatadas del Cretácico Inferior principalmente al NE y NW de Actopan, Hgo., en las cercanías de Ciudad Valles, SLP., estas sucesiones son correlacionables litológica y cronoestratigráficamente con la Formación Santuario. Esto corrobora la idea de que para el tiempo de depósito de la Formación Santuario debió haber existido un alto de basamento al oriente de Actopan, posiblemente al NE, que aportó detritos a través de sistemas fluviales hacia San Luis Potosí e Hidalgo (Fig. 9.6).

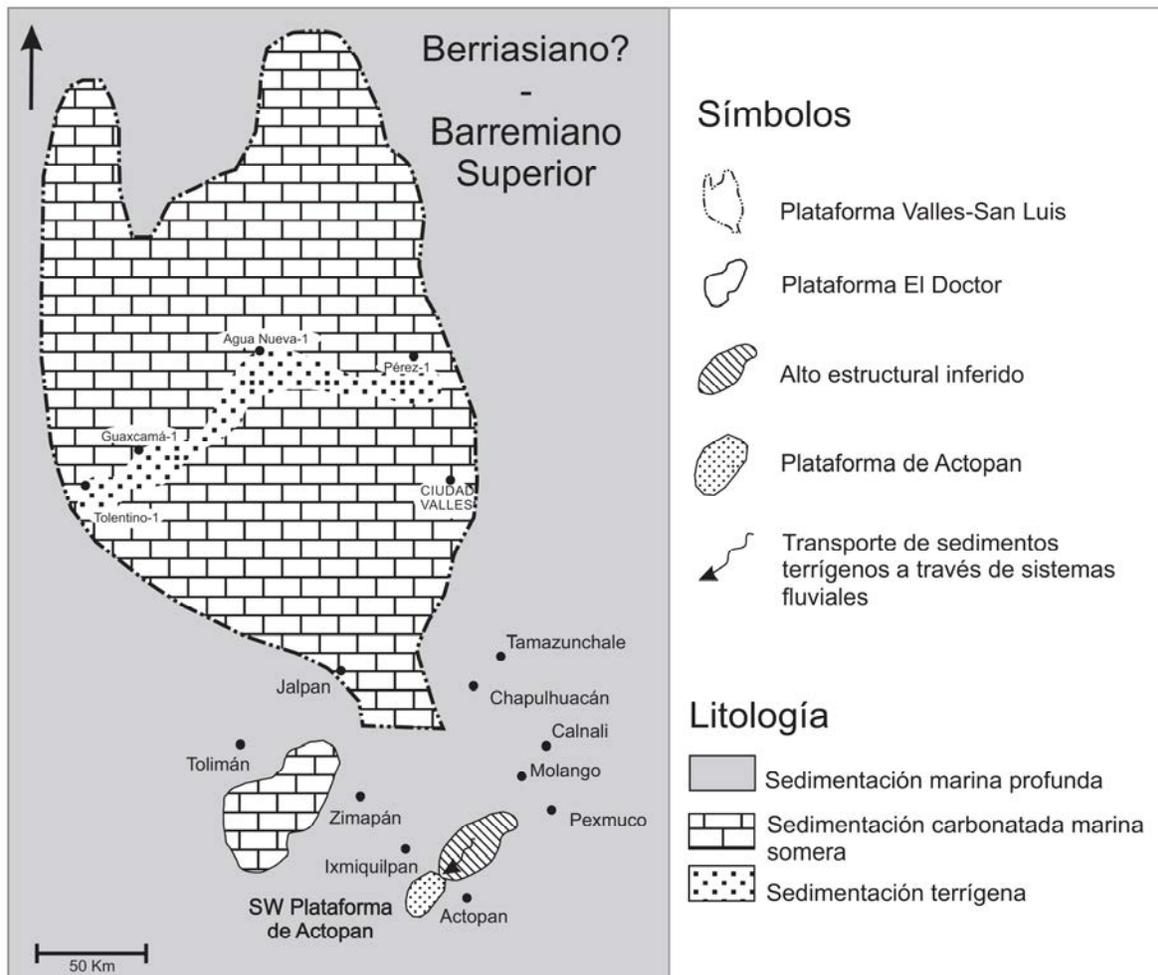


Fig. 9.6. Altos de basamento o paleo-islas inferidos como posible área fuente de las areniscas de la Formación Santuario.

CAPÍTULO X. DISCUSIÓN

Esta investigación constituye el primer trabajo sedimentológico orientado a establecer un marco de estratigrafía de secuencias para un sistema mixto terrígeno-carbonatado del Cretácico Inferior de la parte central de México. Presenta datos sedimentológicos y cronológicos del inicio de la sedimentación carbonatada en esta zona del país, extendiendo este límite, posiblemente hasta el Barremiano superior. También se presenta una propuesta de la posible área fuente de las areniscas que conforman el sistema mixto de la Formación Santuario.

Al SW de la Plataforma de Actopan, en los alrededores del poblado El Mendoza, Hgo., la columna estratigráfica expuesta inicia con una sucesión sedimentaria mixta terrígeno-carbonatada única en la región. La plataforma evolucionó de una plataforma mixta a una plataforma exclusivamente carbonatada de aguas someras que forma parte del sistema carbonatado Valles-San Luis – Plataforma de Actopan. La base de esta columna corresponde a la Formación Santuario (Barremiano superior - Aptiano inferior?), que inicia con un conglomerado color morado-rojizo y areniscas y limolitas rojizas intercaladas dolomías y calizas masivas bioturbadas de plataforma interna. Hacia la parte media y cima de la Formación Santuario las areniscas son escasas, de colores claros (beige, amarillo y blanco) en capas delgadas a medianas y se intercalan con facies carbonatadas lagunares (plataforma interna). Las areniscas rojizas se interpretan como depósitos continentales fluviales y las areniscas claras como sedimentos marinos deltaicos. Las areniscas continentales debieron haber sido transportadas a la incipiente plataforma a través de sistemas fluviales posiblemente no muy vigorosos los cuales alimentaban a los sistemas deltaicos, posiblemente también incipientes. Estos sistemas fluviales y deltaicos se originaron desde un paleo-elemento muy cercano a la Plataforma de Actopan.

La identificación del alto estructural que aportó los sedimentos terrígenos de la Formación Santuario está ligado con la paleogeografía y con la distribución de facies de las formaciones Santuario y El Abra en la Plataforma de Actopan durante el Cretácico Temprano. De acuerdo a estudios paleogeográficos regionales, el centro y sur de México estuvieron inundados durante el Barremiano-Aptiano temprano (McFarlan y Menes, 1991; Goldhammer y Johnson, 2001; Padilla y Sánchez, 2007). Las facies de aguas profundas de la Formación Santuario y sus equivalentes de la incipiente Formación El Abra se localizaban hacia el noreste y occidente del área de estudio. En el corredor Ixmiquilpan-Jaguey Blanco, Hgo., (Carrasco-Velázquez, 1971 y Tarango 2005) y en la zona comprendida por Zimapán, San Joaquín y Jacala, Qro., también al occidente de Actopan, se depositaron sedimentos de cuenca de las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamabra (Cretácico Inferior) sobre la Formación Las Trancas (Jurásico Superior-Cretácico Inferior, Segerstrom, 1961a; López-Ramos, 1979) de aguas profundas en la Cuenca de Zimapán (Carrillo-Martínez, 1998).

Lo anterior implica que los sistemas fluviales que transportaban los terrígenos que formaron las areniscas de la Formación Santuario, debían proceder de un área cercana localizada al oriente. Sin embargo, no están documentados altos de basamento expuestos durante el Cretácico Temprano en esta parte de México. De acuerdo a las edades U-Pb de las areniscas de la Formación Santuario, es posible que este paleo-elemento estuviera exponiendo parte del basamento ígneo y/o los lechos rojos triásicos, los cuales eran erosionados por sistemas fluviales alimentando a los depocentros cercanos. En el área de estudio, el Pozo Ixmiquilpan-1 cortó a la Formación Las Trancas (Segerstrom, 1961a). Estos afloramientos constituyeron altos estructurales o paleo-islas por lo menos hasta el Jurásico Tardío (Kimmeridgiano y posiblemente Tithoniano; Goldhammer y Johnson, 2001; Padilla y Sánchez, 2007) por lo que es posible que alguna zona haya permanecido emergida durante la transgresión del Cretácico Temprano. La evidencia en el subsuelo de la Plataforma de Valles-San Luis al N y NW de Actopan (Pozos Gauxcamá-1 y Agua Nueva-1; Carrillo-Bravo, 1971) de otros sistemas terrígenos y mixtos correlacionables

sedimentológica y crono-estratigráficamente con la Formación Santuario, confirma la idea de que el Cretácico Temprano existieron paleo-islas posiblemente al NW-NE de Actopan, Hgo. Estos altos estructurales debieron estar cerca del depósito de los sedimentos terrígenos, ya que las zonas circundantes a la Plataforma de Valles-San Luis también estuvieron inundadas durante el Cretácico Temprano (McFarlan y Menes, 1991; Goldhammer y Johnson, 2001; Padilla y Sánchez, 2007).

Las plataformas carbonatadas del Cretácico Inferior han sido ampliamente reportadas en Texas y en la costa norte del Golfo de México, representadas por el sistema Sligo/Cupido (Wilson y Ward, 1993; Lehmann, 1997; Wilson, 1999; Goldhammer y Johnson., 2001). En el norte, noreste y oriente de México se han realizado estudios estratigráficos, sedimentológicos y bioestratigráficos en plataformas carbonatadas del Cretácico Inferior/"Medio", especialmente de las formaciones Cupido y El Abra (Selvius y Wilson, 1985; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993; Yurewicz *et al.*, 1997; Murillo-Muñetón, 1999; Lehmann *et al.*, 1998, 1999 y 2000; Lehmann, 1997). *Chofatella decipiens* Schlumberger, 1905; *Vercorsella wintereri* Arnaud Vanneau y Sliter, 1995; *Vercorsella camposaurii* Sartoni y Crescenti, 1962; *Cuneolina parva* Henson, 1948; *Nezzazata isabellae* Arnaud Vanneau y Sliter, 1995; *Pseudocyclamina lituus* Yabe y Hanzawa, 1926; *Andersenolina alpina* Leupold en Leupold y Bigler 1935; *Debarina hahounerensis* Fourcade, Rault y Vila, 1972; *Quinqueloculina robusta* Neagu, 1968; *Nautiloculina oolithica* Mohler, 1938; *Salpingoporella annulata* Carozzi, 1953; *Salpingoporella dinarica* Raidocičić, 1959; *Mayncina bulgarica* Laug, Peybernes y Ray, 1980; *Pseudochrysalidina* sp.; *Salpingoporella* sp. y *Pseudonommuloculina* sp. Aunque ninguna de estas especies es considerada fósil índice, asociaciones microfosilíferas similares han sido reportadas en las plataformas carbonatadas de Cupido y Coahuila en el NE de México proponiendo un alcance estratigráfico del Hauteriviano al Barremiano (Selvius y Wilson, 1985; Murillo-Muñetón, 1999). Otros autores han extendido este rango estratigráfico del Barremiano superior al Aptiano inferior (Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004). En el área de estudio el alcance cronoestratigráfico va del Barremiano superior al Aptiano inferior, con base en la

asociación microfaunística identificada, además, esta edad se corroboró con la datación U-Pb de los circones ígneos de la toba vítrea de la base de la sección estratigráfica medida (127 ± 1 Ma - Barremiano superior). De esta forma se confirma la correlación bioestratigráfica con la Formación Cupido (Selvius y Wilson, 1985; Murillo-Muñetón, 1999; Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004) y El Abra en la Plataforma de Valles-San Luis (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993).

El rango estratigráfico que se le asigna a la base de la Formación El Abra implica que su edad se extiende hasta el Barremiano inferior, es decir un rango más amplio a la edad de Albiano-Cenomaniano que comúnmente se ha establecido para esta formación (Muir, 1936; Bonet, 1963 y 1956; Carrillo-Bravo, 1961; Carrasco-Velázquez, 1971; Alencáster y Aguilar-Pérez, 1995). Más aún, Basáñez-Loyola *et al.* (1993) reportan un rango estratigráfico más amplio (Valanginiano a Turoniano) para la Formación El Abra en la Plataforma Valles-San Luis Potosí, con base a la presencia nannocónidos y calciesferúlidos.

Los ciclos de tercer orden o secuencias depositacionales propuestos en este trabajo se han correlacionado con el marco de estratigrafía de secuencias que Lehmann *et al.* (2000) proponen en el norte de México, para las plataformas Cupido y Coahuila, en una columna estratigráfica que se extiende del Barremiano al Albiano. Estos autores correlacionan las dos secuencias compuestas inferiores (Cu1 y Cu2) de la Plataforma Cupido (Barremiano-Aptiano) con la base de la Plataforma Sligo al norte de Texas (Fig. 10.1). Las secuencias depositacionales SD-1 y SD-2 de la plataforma de Actopan (Barremiano Superior-Aptiano inferior) pueden ser correlacionadas con las secuencias compuestas Cu-1 y Cu2. La tercer secuencia compuesta (Cu-Co3) del Aptiano-Albiano, corresponde al episodio transgresivo de las formaciones Cupido-La Peña, Lehmann *et al.* (2000) correlacionan estas formaciones con las formaciones Sligo Superior y Pearsall (Fig. 10.1). Recientemente, se han documentado facies de aguas profundas de edad Aptiano Superior-Albiano al oriente de Actopan, en Ixmiquilpan, Hgo., (León-Francisco *et al.*, 2013). Estos carbonatos de aguas profundas sobreyacen concordantemente a los carbonatos de aguas someras de la base de la Formación El Abra del SW de la Plataforma de Actopan. Esto implica que la SD-3 y los

carbonatos de aguas profundas que documentan León-Francisco *et al.* (2013) pueden ser correlacionables con la secuencia compuesta Cu-Co3 de Lehmann *et al.* (2000) y con la secuencia transgresiva Cupido-La Peña que aflora al norte de México (Fig. 10.1).

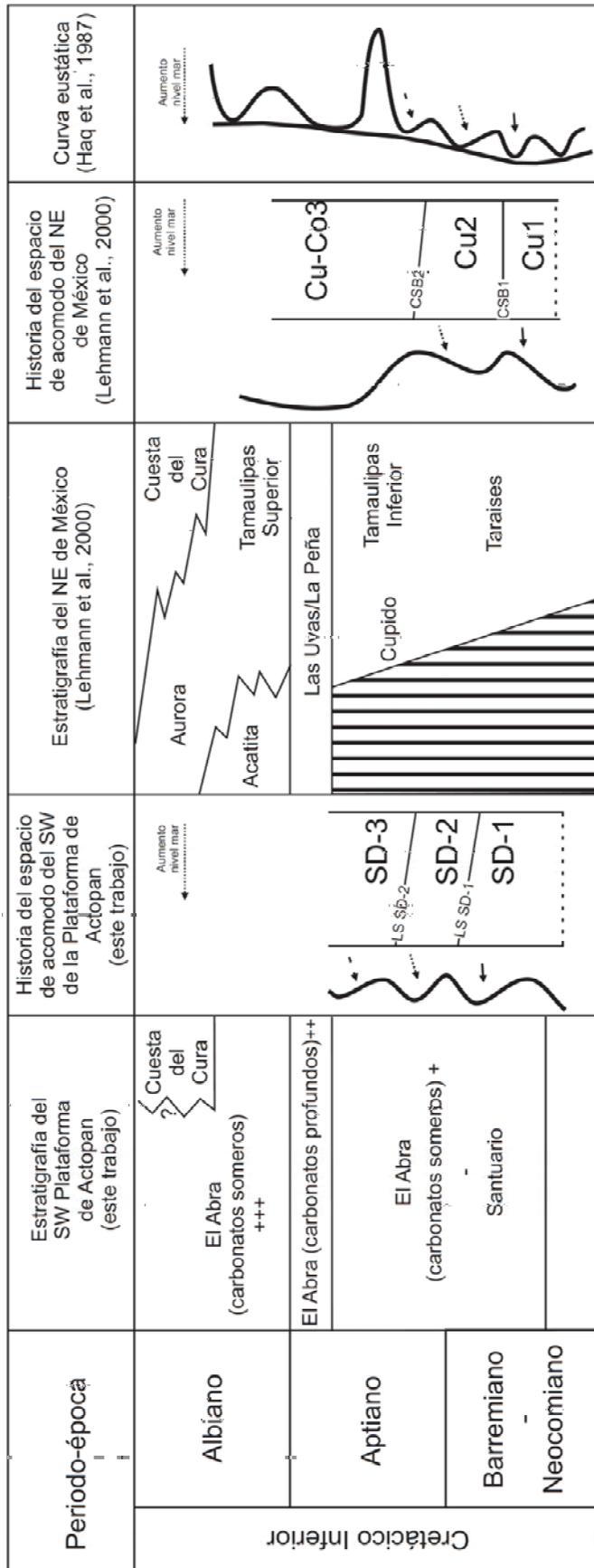


Fig. 10.1. Columna estratigráfica propuesta para el SW de la Plataforma de Actopan durante el Barremiano-Aptiano y correlación estratigráfica regional y de curvas de espacio de acomodo con las plataformas carbonatadas del Cretácico Inferior (Wilson y Ward, 1993; Lehmann *et al.*, 2000) y de Haq *et al.*, 1987. Símbolos:

+ Formación El Abra del Barremiano Superior-Aptiano Inferior reportada en este trabajo.

++ Formación El Abra de aguas profundas del Aptiano Superior documentada en el área de Ixmiquilpan (León-Francisco, 2013).

+++ Formación el Abra del Albiano-Cenomaniano (Carrillo-Bravo, 1971).

CAPÍTULO XI. CONCLUSIONES

El estudio sedimentológico, estratigráfico y de procedencia de las facies de las formaciones Santuario y El Abra expuestas en las inmediaciones de El Mendoza, Hgo. En el área SW de la Plataforma de Actopan, permitió llegar a las siguientes conclusiones:

1. La Formación Santuario es la unidad más antigua expuesta (Cretácico Inferior) y consiste de una sucesión sedimentaria mixta terrígena- carbonatada de 324 m de espesor. Los sedimentos terrígenos corresponden con: (A) lechos rojos representados por areniscas finas y gruesas, limolitas y escasos conglomerados depositados por sistemas fluviales; (B) en menor proporción areniscas de color beige-amarillento de grano fino y medio depositadas por frentes deltaicos. Las facies fluviales son abundantes en la base y las de frente deltaico en la parte media y cima de la sección. Los sedimentos carbonatados consisten de facies de submarea depositados en el interior de la plataforma y están representados por mudstone-wackestone de bioclastos, mudstone-wackestone limoso dolomitizado y escasos packstone-grainstone de bioclastos y boundstone de *Toucasia* sp., y *Chondrodonta* sp. Las facies carbonatadas están fuertemente bioturbadas y compactadas. La Formación Santuario tiene un horizonte de toba vítrea en la base de la sección estratigráfica que fue depositado en condiciones marinas.
2. De acuerdo al esquema de clasificación de Folk (1976), las areniscas de la Formación Santuario son litarenitas pobremente a bien clasificadas. Las areniscas fluviales consisten de cuarzo mono- y policristalino, fragmentos de toba vítrea desvitrificada con pocos componentes de areniscas, meta-areniscas, esquistos, baasltos y feldespato. Abundante dolomita rellenando fracturas y reemplazando a los minerales originales. El cemento es principalmente hematita y cuarzo sintaxial y localmente de arcilla diagenética. El armazón de las areniscas deltaicas consisten principalmente de cuarzo poli- y monocristalino, areniscas, metareniscas, escasos

feldespatos y tobas félsicas. El cemento de estas areniscas es cuarzo sintaxial y localmente de arcillas diagenéticas (caolinita, illita, clorita).

3. La edad de la base de la Formación Santuario es del Barremiano tardío (127 ± 1 Ma), de acuerdo a la datación U-Pb de los circones ígneos de la toba vítrea.
4. La descripción litoestratigráfica de la Formación Santuario al SW de la Plataforma de Actopan no corresponde con la definición formal en su localidad tipo.
5. La Formación Santuario cambia de manera transicional a facies exclusivamente calcáreas de la Formación El Abra. Se definió como límite entre ellas la cima del horizonte terrígeno arenoso más joven, que es parte de la Formación Santuario.
6. Se infiere que las areniscas de la Formación Santuario proceden de un alto de basamento, ubicado probablemente al oriente de Actopan. La toba de la parte inferior de la Formación Santuario se asocia posiblemente al evento volcánico del Cretácico Inferior documentado en el área de Tolimán, Oro.
7. La Formación El Abra consiste exclusivamente de facies calcáreas de plataforma interna (laguna) representadas por mudstone-wackestone de bioclastos, packstone-grainstone de bioclastos, boundstone de *Toucasia sp.* y boundstone de *Chondrodonta sp.* Localmente se presenta boundstone de criptoalgalaminitas que representan facies de supramarea.
8. Se sugiere un alcance cronoestratigráfico para la base de la Formación El Abra del Barremiano tardío al Aptiano temprano con base en la asociación fósil y las edades U-Pb de los circones de la toba marina. Por lo tanto, se correlaciona estratigráficamente con otras plataformas del Cretácico Temprano como las formaciones Cupido y El Abra.

9. En la Formación Santuario predominan los ciclos de submarea con influencia de sedimentos terrígenos, que inician en la base con facies fluviales o deltaicas que gradúan hacia facies de mudstone-wackestone de bioclastos, mudstone-wackestone limoso dolomitizado intensamente bioturbadas a no bioturbadas y terminan en su cima con mudstone-wackestone de bioclastos no bioturbado. En ocasiones se tienen en la cima facies de packstone-grainstone de bioclastos, boundstone de *Toucasia* sp., y/o boundstone de *Chondrodonta* sp. La Formación El Abra también consiste principalmente de parasecuencias de submarea similares a los ciclos de la Formación Santuario pero sin las facies terrígenas; sin embargo, también se identificaron parasecuencias de perimarea distinguidas por tener en su cima facies de boundstone de criptoalgalaminitas.
10. Las parasecuencias o ciclos de las dos formaciones estudiadas se apilan formando secuencias de alta frecuencia (SAF) con un espesor variable de 15 a 51 m. En la Formación Santuario predominan las SAF's de sedimentación mixta, con un tracto de sistema del nivel bajo del mar (*LST*) representado por lechos rojos seguidos por un paquete de carbonatos de plataforma interna que representa el TST/HST (SAF-1, SAF-2, SAF-3 y SAF-4). Algunas SAF's están formadas claramente por un TST y un tracto de sistema del nivel alto del mar (*HST*) (SAF-5, SAF-6, SAF-7 y SAF-8). Se identificaron 9 SAF's en la Formación El Abra y también consisten de un TST y un HST (SAF-9, SAF-10, SAF-11, SAF-12, SAF-13, SAF-14, SAF-15, SAF-16 y SAF-17).
11. Las secuencias de alta frecuencia se apilan formando dos secuencias depositacionales (SD) completas y una incompleta, nombrados de la más antigua a la más joven: SD-1, SD-2 y SD-3; cuyo espesor es 323, 190 y 176 m, respectivamente. La SD-1 está representada por casi toda la Formación Santuario; la SD-2 incluye la cima de la Formación Santuario (el horizonte terrígeno más joven) y parte de la Formación El Abra y la SD-3 corresponde al parte más superior estudiada de la Formación El Abra. Las SD-1 y SD-2 son posiblemente

correlacionables con los ciclos eustáticos más jóvenes de Haq et al. (1987) para el Barremiano-Aptiano y con las secuencias compuestas Cu1 y Cu2 de la parte inferior de la Formación Cupido identificadas por Lehmann et al. (2000).

12. La arquitectura estratigráfica del SW de la Plataforma de Actopan durante el Barremiano Superior-Aptiano Inferior estuvo controlada por el espacio de acomodo y la tasa de sedimentación. Posiblemente uno de los factores más importantes fueron los cambios eustáticos como lo sugiere la correlación con los ciclos de Haq et al., (1987).
13. En esta tesis se documenta el primer trabajo sedimentológico enfocado en la estratigrafía de secuencias para un sistema mixto terrígeno-carbonatado del Cretácico Inferior en una área del centro de México.

Aguayo-Camargo, J.E., 1978. Sedimentary environments and diagenesis of Cretaceous reef complex, Eastern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología, V. 5, p. 83-140.

Aguayo-Camargo, J.E., 1997. The middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (facies and diagenesis), east-central Mexico: Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo e Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, 2nd, Pachuca, Hgo., Simposio sobre Estratigrafía y Paleogeografía del Mesozoico en México, Memoria, Resumen, 4 pág.

Aguayo-Camargo, J.E., 1998. The middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 15, p. 1-8.

Alencáster, G. y Aguilar-Pérez, J., 1995. Jalpania queretana, a new rudist Bivalvia-Hippuritaceae from the mid-Cretaceous of central Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 12, p. 117-122.

Alvarado-Méndez, H., López-Reyes, J., Sánchez-Garrido, E., y Batáz Manríquez, G., 1995. Carta Geológico-Minera, Ixmiquilpan F14-C79. Servicio Geológico Mexicano.

Ambrose, W.A., Hentz, T.F., Bonnaffé, F., Loucks, R.G., Brown Jr., L.F., Wang, F.P y Potter E.C., 2009. Sequence-stratigraphic controls on complex reservoir architecture of highstand fluvial-dominated deltaic and lowstand valley-fill deposits in the Upper Cretaceous (Cenomanian) Woodbine Group, East Texas field: Regional and local perspectives: AAPG Bulletin, V. 93, p. 231-269.

Ángeles-Villeda, M.A., Hinojosa-Espinosa, J.J., López-Oliva, J.G., Valdés-González, A. y Livas-Vera, M., 2005. Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 22, p. 272-281.

Arnaud-Vanneau A. y Sliter W.V. 1995. Early Cretaceous shallow-water benthic foraminifers and fecal pellets from Leg 143 compared with coeval faunas from the Pacific Basin, Central America, and the Tethys. Proceedings O.D.P. Science Results, V. 143, p. 537-564.

Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M. y Martínez-Macías, P.R., 2004. Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 21, p. 299-319.

- Barragán-Manzo, R. y Díaz-Otero, C., 2004.** Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la ransición Barremiano–Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 21, p. 247-259.
- Basáñez-Loyola, M.A.,** Fernandez-Turner, R. y Rosales-Dominguez, C., **1993.** Cretaceous Platform of Valles-San Luis Potosi, Northeastern Central Mexico, AAPG, Memoir 56: Cretaceous Carbonate Platforms, p. 51-59.
- Basu, A., 1976.** Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation: *Jour. Sed. Petrology*, V. 46, p. 694-709.
- Basu, A., 1985.** Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel Publ., Dordrecht, p. 1-18.
- Belousova, E.A.,** Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. y Fisher, N.I., **2002.** Igneous zircon, trace element composition as an indicator of source rock type: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, p. 602–622.
- Blanco-Piñón, A.,** Maurrasse, F. J.-M. R. y Duque-Botero, F., **2008.** "Cyanobacteria/Foraminifera Association from Anoxic/Dysoxic Beds of the Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous—Cenomanian/Turonian) at Xilitla, San Luis Potosi, Central Mexico," *Eos Transactions AGU*, Vol. 89, p. 24A-04.
- Bonet, F., 1963.** Biostratigraphic notes on the Cretaceous of eastern Mexico: *Corpus Christi Geological Society, Annual Field Trip, Peregrina Canyon, Mexico*, p. 36-48.
- Bonet, F., 1956.** Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 8, p. 389-488, 31 láms.
- Borer, J. M. y Harris, P. M., 1991.** Depositional Facies and Model for Mixed Siliciclastics and Carbonates of the Yates Formation, Permian Basin, in Lomando, A. J. and Harris, P. M. *Mixed Carbonate - Siliciclastic Sequences: SEPM Core Workshop No. 15*, p. 1-133.
- Bover-Arnal, T.,** Salas R., Moreno-Bedmar, J.A. y Bitzer, K., **2009.** Sequence stratigraphy and architecture of a late Early–Middle Aptian carbonate platform succession from the western Maestrat Basin (Iberian Chain, Spain): *Sedimentary Geology*, V. 219, p. 280-301.
- Brown Jr., L.F., 1969.** Geometry and distribution of fluvial and deltaic sandstones (Pennsylvanian and Permian), North-Central Texas: *Bureau of Economic Geology*, p. 23-47.
- Bryan, K., 1948.** Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México, en relación a los cambios climáticos: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexican*, V. 13, p. 1-20.

- Bryan, S.E.**, Ewart, A., Stephens, C.J., Parianos, J. y Downes, P.J., **2000**. The Whitsunday Volcanic Province, Central Queensland, Australia. Lithological and stratigraphic investigations of a silicic-dominated large igneous province: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 99, p. 55-78.
- Campos-Enríquez, J.O.**, Rodríguez, M. y Delgado-R, O., **2000**. Contribution to the tectonics of the central sector of the trans-Mexican Volcanic Belt: *Geology Society of America Special Paper*, V. 334, p. 223-235.
- Carozzi, A.** **1953**. Découverte du genre *Salpingoporella* dans le Jurassique supérieur du Grand-Salève. – *Arch. Sci.*, 6/6, p. 382–386.
- Carrasco-Velázquez, B.E.**, **1970**. La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Revista del Instituto mexicano del Petróleo*, V. 2, p. 97-99.
- Carrasco-Velázquez, B.E.**, **1971**. Litofacies de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan, Hidalgo: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, p. 3, 5-26.
- Carrasco-Velázquez, B.E.**, Morales-Puente P., Cienfuegos, E., y Lozano-Santacruz, R., **2004**. Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la Plataforma de Actopan, evolución paleohidrológica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 21, núm. 3. p. 382-396.
- Carrasco-Velázquez, B.E.**, **2005**. Paleokarst en rocas cretácicas de la Plataforma de Actopan, Hidalgo: Tesis de doctorado, UNAM, Posgrado-Ciencias de la Tierra.
- Carrillo-Bravo, J.**, **1961**. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 13, p. 1-98.
- Carrillo-Bravo, J.**, **1971**. La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 23, p. 102.
- Carrillo-Martínez, M.**, **1981**. Contribución al Estudio Geológico del Macizo Calcáreo El Doctor, Querétaro: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(1), p. 25-29.
- Carrillo-Martínez, M.** y **Suter, M.**, **1982**. Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro. Excursión Geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes: Libro-guía IV Convención Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, México, D.F. p. 1-20.
- Carrillo-Martínez, M.**, **1998**. Resumen de la geología de la hoja Zimapán, estados de Hidalgo y Querétaro: Carta geológica de México, Instituto de Geología, UNAM, Hoja Zimapán 14Q–e(7), Texto explicativo, p. 33.

Carrillo-Martínez, M., Valencia I. J.J. y Vázquez, M.E., **2001**. Geology of Southwestern Sierra Madre Oriental fold and thrust belt, East-central México. A review, in Bartolini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Ch, A. Eds: The Western Gulf of México Basin, AAPG Memoir 75, p. 145-158.

Castillo-Cerón J.M., Cabral-Perdomo M.A. y Carranza-Castañeda O., **1996**. Vertebrados Fósiles del Estado de Hidalgo: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Pachuca, Hgo.

Catuneanu, 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls: Journal of African Earth Sciences, V. 35, p. 1–43.

Centeno-García E., Guerrero-Suastegui M., Talavera-Mendoza O., **2008**. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: The Geological Society of America Special Paper 436, p. 279-308.

Cervantes-Medel, A. y Armienta, M.A., 2004. Influence of faulting on groundwater quality in Valle del Mezquital, Mexico: Geofísica Internacional, V. 43, p. 477-493.

Chan, M.A., Parry, W.T., y Bowman, J.R., **2000**. Diagenetic hematite and manganese oxides and fault-related fluid flow in Jurassic sandstones, southeastern Utah: American AAPG Bulletin 84, p. 1281–1310.

Crevello, P.D., 1991. High-frequency carbonate cycles and stacking patterns. Interplay of orbital forcing and subsidencia on Lower Jurassic platforms, Higs Atlas, Morocco, in Frnseen, E.K., Watney, W.L., Kendall, C.G. St. C., and Ross, W., eds., Sedimentary modeling: computer simultions and methods fr improved parameteer definition: Kansas Geological Surey Bulletin 233, p. 207-230.

Chauvé, P. Fourcade, E. y Carrillo, M., **1985**. Les repports structuraux entre les domaines cordillerain et Mesogean dans la pertie centrale du Mexique: C.R. Aca. Sc. Paris. T. 301 serie II N°5.

Choquette, P.W. y James, N.P., 1986. Diagenesis in limestones – 3. The deep burial environment: Geoscience Canadá, V. 14, p. 3-35.

Dávila-Alcocer, V.M., Centeno-García, E., Valencia, V. y Fitz-Díaz, E., **2009**. Una nueva interpretación de la estratigrafía de la región de Tolimán, Estado de Querétaro: Boletín de la Sociedad Geológica, V. 61, p. 491-497.

Delgado-Granados, H., Panfil, M., González, A.E., Uruñuela, G., Plunket, P., Gerdner, T. y Abrams, M., **1994**. Lessons from Popocatépetl volcano (Mexico), ancient settlement buried by lavas, mudflows and air fall deposits: Eostrans American Geophysical Union, p. 737.

Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose: *J. Sediment. Petrol.* V. 40, p. 695-707.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. NATO ASI Ser., Ser. C, Reidel Publ., Dordrecht, p. 333-361.

Dickinson, W.R. y Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions: *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* V. 63, p. 2164-2182.

Dragastan O., Popescu I.S. y Popescu A., 2005. Early Cretaceous microfacies and algae from the Central –Eastern Sectors of The Moesian Carbonate Platform: *Acta Palaeontologica Romaniae* V. 5, p. 141-162.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rock according to depositional texture, en Ham, W.E., *Classification of carbonates rocks: American Association of Petroleum Geologists*, V. 1, p. 108-121.

Elrick, M., Molina-Garza, R., Duncanc, R., y Snowc, L., 2008. C-isotope stratigraphy and paleoenvironmental changes across OAE2 (mid-Cretaceous) from shallow-water platform carbonates of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, V. 277, p. 295-306.

Embry, A.F., y Johannessen, E.P., 1992. T-R, Sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the upper most Triassic-Lower Jurassic sucesion, western Sverdrup Basin, Arctic Canada, in T. Vorren et al., eds, *Arctic Geology and Petroleum Potential: Norwegian Petroleum Society Special*, V. 2, p. 121-146.

Emery, D., y Myers, K. J., 1996. *Sequence Stratigraphy*, Blackell Science Ltd. 270 p.

Fischer, A.G., 1982. Long-term climatic oscillations recorded in stratigraphy: in *Climate in Earth history: Washington, National Academy Press*, p. 97-104.

Fitchen, W.M., 1997. Carbonate Sequence Stratigraphy and Its Application to Hydrocarbon Exploration and Reservoir Development: *Carbonate Seismology*, edited by Ibrahim Palaz, Kurt J., Marfurt, p. 121-178.

Fitchen, W.M., Bebout, D.G. y Hoffman, C.L., 1994. Recognition, correlation, and hierarchical stacking patterns of cycles in the Ferry Lake–upper Glen Rose, east Texas Basin, implications for grainstone reservoir distribution (abstract): *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions*, V. 54, p. 760.

Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application:* Springer. p. 430-446 y 453-481.

- Folk, R.L., 1974.** Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, Austin Texas.
- Fourcade, E., Raoult, J.F., y Vila, J.M., 1972.** Debarina hahounerensis n. gen., n. sp., nouveau lituolidé (Foraminifère) du Crétacé inférieur constantinois. C.R. Acad. Sci. Ser. 2, p. 191-193
- Frey, R.W., y Seilacher, A., 1980.** Uniformity in marine invertebrate ichnology: Lethaia, V. 13, p. 183-207.
- Gardner, M.H., 1992.** Sequence stratigraphy of eolian-derived turbidites; deep water sedimentation patterns along an arid carbonate platform and their impact on hydrocarbon recovery in Delaware Mountain Group reservoirs, west Texas: West Texas Geological Society Publication 92-91, p. 7-11
- Gazzi, P., 1966.** Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro: Mineral. Petrogr. Acta 12, p. 69-97.
- Goldhammer, R.K., 1997.** Compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates: Journal of Sedimentary Research, V. 67, No. 1, p. 26-35.
- Goldhammer, R.K., 1999,** Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, EUA, Geological Society of America Special Paper, 340, 1-58.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C. y Johnson, C.R., 1991.** Sequence Stratigraphy and Cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico: A Field Guidebook, SEPM, Gulf Coast Section, p. 85.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., y Dunn, P.A., 1993.** The origin of high –frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Gp, West Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modelling: J. Sedim. Petrol., V. 63, p. 318-359.
- Goldhammer, R.K. y Johnson, C.A., 2001.** Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic Evolution and Sequence-stratigraphic Framework of the Northwest Gulf of Mexico Rim. AAPG Memoir 75; The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems, Edited by Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Abelardo Cantú-Chapa. p. 45-81.
- González-Arreola, C., y Carrillo-Martínez, M., 1986.** Amonitas del Jurásico Superior (Tithoniano Superior) y del Cretácico Inferior (Aueriviano-Barremiano) del área de San Joaquín-Vizarrón, Estado de Querétaro: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 6(2), p. 171-177.

Grantham, J.H., y Velbel, M.A., 1988. The influence of climate and topography on rock-fragment abundance in modern fluvial sands of the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina: *Journal of Sedimentary Research*, V. 58, 219-227.

Handford C.R., y Loucks R.G., 1993. Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts-Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Change: *American Association of Petroleum Geologists*. p. 3-41.

Haq, B.U., 1991. Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. In: Macdonald, D.I.M. (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: International Association of Sedimentologists*, V. 12, p. 3-39.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Science* V. 235, p. 1156-1166.

Heim, A., 1940. The Front Ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, V. 33, p. 313-352.

Henson, F.R.S. 1948. Larger imperforate foraminifera of south-western Asia. *British Mus. (Nat-Hist)*, p. 1-27.

Hernández-Romano, U., 1999. Facies, stratigraphy, and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico: University of Reading, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, Dissertation PhD, 322 p.

Hernández-Trejo, J.M., 2003. Cicloestratigrafía en un Sistema Carbonatado-Evaporítico del Cretácico Inferior, Formación La Virgen, Noreste de México: IPN. Tesis Profesional, Maestría en Ciencias, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. Ciencias de la Tierra. Unidad Ticomán. Sección de Estudios de Posgrado e Investigación, p. 86.

Hoskin, P., y Schaltegger., U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis, in *Zircon: Rev. Mineral Geochem*, Mineral. Soc. of Am., Washington, D. C., edited by J. Hanchar and P. Hoskin, V. 53, p. 27-62.

Husinec A., y Sokač B., 2006. Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia): *Cretaceous Research*, V. 27 (2006), P. 418-441.

Husinec, A., Basch, D., Rose, B. y Read, J.F., 2008. Fischer Plots: an Excel spreadsheet for computing Fischer plots of accommodation change in cyclic carbonate successions in both the time and depth domain: *Computers & Geosciences*, V. 34, p. 269-277.

Imlay, R.W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part IV Geology of the Western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, V. 47, p. 1091-1152.

Imlay, R.W., Cepeda D. L. C. E., Álvarez, M. y Díaz, G. T., 1948. Stratigraphic Relations of Certain Jurassic Formations in Eastern México: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, V. 2, p. 1750-1761.

Ingersoll R.V., y Suczek C.A., 1979. Petrology and Provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP Sites 211 and 218: Journal of Sedimentary Petrology, V. 49, No. 4, p. 1217-1228.

Johnsson, M.J., y Meade, R.H., 1990. Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: the Macuapanim island point bar, Solimões River, Brazil. J. Sediment. Petrol. V. 60, p. 827-842.

Jones, M.P., 1987. Applied Mineralogy: a quantitative approach: Graham & Trotman, 259 pp.

Jones, B. y Desrochers, A., 1992. Shallow platform carbonates in: Facies models - Response to sea level changes, edited by Walker, R.G., and James, N.P: Geological Association of Canada, p. 277-301.

Juárez-Arriaga E., 2006. Marco de estratigrafía de secuencias para la sucesión sedimentaria terrígeno-carbonatada del Paleozoico Superior del área de Olinalá, Guerrero, México: UNAM, Tesis Profesional, Maestría en Ciencias, Instituto de Geología, Posgrado en Ciencias de la Tierra, p. 93.

Kerans C., y Tinker S.W., 1997. Sequence Stratigraphy and Characterization of Carbonate Reservoirs. SEPM. Short Course Notes, No. 40.

Kerans C., Jerry Lucia, F. y Senger R.K., 1994. Integrated Characterization of Carbonate Ramp Reservoirs Using Permian San Andres Formation Outcrop Analogs: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 78, No. 2, p. 181-216.

Kerans C., y Fitchen W. M., 1995. Sequence stratigraphy and facies architecture of a carbonate ramp system San Andres Formation of Algerita Escarpment and western Guadalupe Mountains West Texas and New Mexico Austin University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations 235, p. 86.

Koershner, W.F., y Read, J.F., 1989. Field and modeling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians: Journal of Sedimentary Petrology, V. 59, p. 654-87.

Krainer, K., Lucas, S.G., Y Kues, B.S., **2004**. Tectonically induced clastic-carbonate Depositional Sequences of The Pennsylvanian-Permian transition In the Rowe-Mora Basin, Northern New Mexico: New Mexico Geological Society Guidebook, 55th Field Conference, Geology of The Taos Region, p. 314-325.

Laug, B., Peybernès, B. y Rey, J., **1980**. *Mayncina bulgarica* n. sp., Lituolidae nouveau du Crétacé inférieur mésogéen (Bulgarie, Portugal, Pyrénées, Tunisie). Bull. Soc. D'Hist. Nat. Toulouse, V. 116, p. 68-76.

León-Francisco, J.M., Murillo-Muñeton, G., y Franco-Navarrete, S.P., **2013**. Stratigraphic-sedimentological analysis of a Lower Cretaceous carbonate succession in the Actopan Platform, Hidalgo State, Mexico: documentation on an Early Albian deepening event. AGU, Meeting of the Americas, Poster.

Lehmann, C., **1997**. Sequence stratigraphy and platform evolution of Lower Cretaceous (Barremian-Albian) carbonates of northeastern Mexico: Riverside, University of California, Ph.D. Thesis., p. 259.

Lehmann, C., Osleger, D.A., y Montañez., **1998**. Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonate and evaporates, Cupido and Coahuila platforms, Northeastern Mexico: Journal of Sedimentary Research, V. 68, p. 1109-1130.

Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A. y Banner, J., **1999**. Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: Geological Society of America, Bulletin, V. 111, p. 1010-1029.

Lehmann, C., Osleger, D., y Montañez, I. **2000**. Sequence stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian–Albian) Carbonate Platforms of Northeastern Mexico: regional and global correlations: Journal of sedimentary Research, V. 70, p. 373-391.

Lehrmann D.J., y Goldhammer R.K., **1999**. Secular variation in parasequence and facies stacking patterns of platform carbonates a guide to application of stacking patterns analysis in strata of diverse ages and settings: Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy Application to Reservoirs Outcrops and Models, SEPM Special Publication, No 63. SEPM Society for Sedimentary Geology, p. 187-225.

Leupold, W. y Bigler, H., **1935**. *Coscinoconus*, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen. Eclogae Geologicae Helvetiae V. 28, p. 606-624.

Locklair R.E., y Savrda, C.E., **1998**. Ichnology of Rhythmically Bedded Demopolis Chalk (Upper Cretaceous, Alabama): Implications for Paleoenvironment, Depositional Cycle Origins, and Tracemaker Behavior. Palaios, V. 13, p. 423-438.

López-Doncel, R., 2002. Estudios estratigráficos y deposicionales de la Formación Soyatal (Turoniano), en la Sierra de Álvarez y Sierra del Coro, porción centro-occidental del estado de San Luis Potosí (resumen), en XVI Convención Geológica Nacional, Puerto Vallarta, Jalisco: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, p. 335-336.

López-Doncel, R., y Hernández-Torres, C. A., 2006. Estudio petrográfico-microfacial de una secuencia atípica de la Formación Cuesta de Cura en la Cuenca Mesozoica del centro de México: *Geos*, V. 26, p. 137-140.

López-Ramos, E., 1981. Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México. Universidad Nacional Autónoma de México: *Revista Instituto de Geología*, V. 5, No 2, p. 158-177.

López-Ramos, E., 1979. *Geología de México*, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., p. 454.

Ludwig K.L., 2008. Isoplot 3.7. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication, No. 4, rev. August 26, p. 77.

Mack, G.H. y Suttner, L.J., 1977. Paleoclimatic interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range: *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 47, p. 89-100.

Manjarrez-Hernández, P.P., y Hernández De La Fuente, R., 1989. Informe Geológico Final "Prospecto Cardel", IGPR-278; Coordinación Regional de Exploración Superintendencia de Operación Geológica Zona Centro: Instituto Mexicano del Petróleo, Informe Interno, 132 p.

Martínez-Hernández, S., 1979. Contribución al estudio geológico del sector Vizarrón-Tolimán, estado de Querétaro, México: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional.

McFarlan, E., y Menes, L.S., 1991. Lower Cretaceous, in A. Salvador, ed., *The Geology of North America*, v. J: Geological Society of America, p. 181-20.

Meiburg, P., Chapa, G.J.R., Grotehusmann, I., Kustus, T., Lentzy, P., Leòn, G.H. y Mansilla, T.M.A., 1987. El basamento precretácico de Aramberri-estructura clave para comprender el décollement de la cubierta Jurásica-cretácica de la Sierra Madre Oriental, México: *Actas Fac. Ciencias Tierra U.A.N.L. Linares 2*, p. 15-22.

Mitchum Jr., R.M. y Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns; sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles: *Sedimentary Geology* V. 70, p. 131-160.

Mixon, R.B., G.E. Murray y T. Díaz, **1959**. Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, V. 43, p. 757-771.

Mohler, W., **1938**. Mikropalaontologische Untersuchungen in nordschweizerischen Juraformation. Abhandlungen der Schweizerische Palaontologische Gesellschaft, V. 60, p. 1-53

Mohr, P., y Zanettin, B., **1988**. The Ethiopian flood basalt province. In: Macdougall, J. D. (ed.) Continental Flood Basalts. Dordrecht: Kluwer Academic, p. 63–110.

Mónaco, P., Rodríguez-Tovar, F.J. y Uchman, A., **2012**. Ichnological analysis of lateral environmental heterogeneity within the Bonarelli level (Uppermost Cenomanian) in the classical localities near Gubbio, Central Apennines, Italy: Palaios, V. 27, p. 48-54.

Montañez, I.P., y Osleger, D.A., **1993**. Parasequence stacking patterns, third-order accommodation events, and sequence-stratigraphic analysis of Middle Cambrian platform carbonates, Bonanza King Formation, southern Great Basin, in Loucks, R.G., and Sarg, J.F., eds., Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 57, p. 305–326.

Muir, J.M., **1936**. Geology of the Tampico Region: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., p. 280.

Murillo-Muñeton, G., **1999**. Stratigraphic architecture, platform evolution and mud-mound development in the Lower Cupido Formation (Lower Cretaceous), Northeastern México. Ph. D. dissertation, Texas A&M University, College station, p. 153.

Neagu, T. **1968**. Study of the Miliolidae in the Lower Cretaceous (Barremian) of Southern Dobrogea. Travaux du Museum d'Histoire Naturelle „Grigore Antipa“, V. 8, p. 563-572.

Neto de Carvalho, C., Andrade, Viegas, P. y Cachao, M., **2007**. Thalassinoides and its producer; populations of mecochirus buried within their Burrow Systems, Boca Do Chapim Formation (Lower Cretaceous): Palaios, V. 22, p. 104-109.

Nichols, G., **2009**. Sedimentology and Stratigraphy, second edition. Wiley-Blackwell. p. 263-273.

Omaña, L., y Pantoja-Alor, J., **1998**. Early Aptian benthic foraminifera from the El Cajón Formation, Huetamo, Michoacán, SW Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 15, p. 64-72.

Omaña L. y Alencáster G., 2009. Lower Aptian shallow-water benthic foraminiferal assemblage from the Chilacachapa range in the Guerrero-Morelos Platform, south Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 26, No. 3, 2009, p. 575-586.

Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T. F., y Ortega-Obregón, C., 2013. Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation: *International Geology Review*, p. 1-25.

Padilla y Sánchez, R.J., 2007. Evolución geológica del Sureste Mexicano desde el Mesozoico al presente, en el contexto regional del Golfo de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIX, No. 1, 2007, p. 19-42.

Paquet, F., Menier D., Estournès, G., Bourillet J.F., Leroy, P., y Guillocheau, F., 2010. Buried fluvial incisions as a record of Middle–Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France): *Marine Geology*, V. 268, p. 137-151.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., y Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*: Springer-Verlag, New York, p. 553.

Posamentier, H.W., y Chamberlain, C.J., 1993. Sequence stratigraphic analysis of Viking Formation lowstand beach deposits at Joarcam Field, Alberta, Canada. In; Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*: International Association of Sedimentologists Special Publication, V. 18, p. 469-485.

Raidocičić R. 1975. *Linoporella buseri* sp. nov. from the Liassic of the Julian Alps. – *Bull. sci., sect. A, Sci. nat., techn. Med.*, p. 277–278.

Read, J.F., 1995. Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy and reservoirs in greenhouse and ice-house worlds. In; J. F. Read, C. Kerans, L.J. Weber, J.F. Sarg, and F.M. Wright, eds., *Milankovitch Sea-Level Changes, Cycles, and Reservoirs on Carbonate Platforms in Greenhouse and Ice-House Worlds*: SEPM Short Course, No. 35, p. 1-102.

Reading, H.G., 1996. *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*, third edition: Blackwell Publishing, p. 502-508.

Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry; partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism: *Chem. Geol.* V. 184, p. 123-138.

Rueda-Gaxiola, J.E, López-Ocampo., M.A. Dueñas. y J.L. Rodríguez-Benítez., 1989. Investigación palinoestratigráfica en la Región de Huizachal-Peregrina, Tamaulipas, Proyecto C-3503, Subd. Tecnológica de Exploración, IMP., p. 1-255.

Saller, A.H., Dickson, J. A.D., y Boyd, S.A., **1994**. Cycle Stratigraphy and Porosity in Pennsylvanian and Lower Permian Shelf Limestones, Eastern Central Basin Platform, Texas: The American Association of Petroleum Geologists, V. 78, p. 1820–1842

Sánchez-Vega, H.V., **1967**. Vegetación de una porción del Anticlinal de Los Muertos, Sierra Madre Oriental; Anticlinal de los Muertos, Sierra Madre Oriental: Monterrey, N.L., México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias Biológicas, tesis de licenciatura, p. 57.

Sánchez-Rojas, L.E., y **Rosales-Franco, E.**, **1982**. Carta Geológico-Minera, Calnali F14-D52: Servicio Geológico Mexicano.

Sarg, J.F., **1988**. Carbonate sequence stratigraphy, in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., Sea Level Changes; An Integrated Approach: SEPM, Special Publication, V. 42, p. 155-181.

Sartoni, S. y Crescenti, U. **1962**. Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. – Giorn. Geol. (Ann. Museo Geol. Bologna), V. 2, p. 161–302.

Schlager, W., **2003**. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic: International Journal of Earth Sciences, V. 2, p. 445-464.

Schlirf, M., **2000**. Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (northern France): Geologica et Palaeontologica, V. 34, p. 145-213.

Schlumberger, C., **1905**. Note sur le genre Choffatella n. gen.: Bulletin de la Société Géologique de France, V. 4, p. 763-764.

Scholle, R.A., y Halley, R.B., **1985**. Burial diagenesis; out of sight, out of mind! In Schneidermann, N., and Harris, P.M. (Eds.), Carbonate Cements: Spec. Publ.-Soc. Econ. Paleontol. Mineral., V. 36, p. 309-334.

Seegerstrom, K., **1961a**. Geología del suroeste del estado de Hidalgo y del noreste del estado de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. 13, p. 147-168.

Seegerstrom, K., **1961b**. Estratigrafía del área Bernal-Jalpan Estado de Querétaro: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 16(5 y 6), p. 183-206.

Seibertz, E., y Buitrón, B.E., **1988**. La localidad tipo de la Formación Xilitla, San Luis Potosí (Cretácico Superior Basal): Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 7(1), p. 116-118.

Seilacher, A., 1986. Evolution of behavior as expressed in marine trace fossils, in Nitecki, M.H., and Kitchell, J.A., eds., *Evolution of Animal Behavior*: Oxford University Press, New York, p. 62-87.

Selvius, D.B., y Wilson, J.L., 1985. Lithostratigraphy and algal–foraminiferal biostratigraphy of the Cupido Formation, Lower Cretaceous, Northeast Mexico: SEPM Foundation, Gulf Coast Section, Fourth Annual Research Conference, Proceedings, p. 285-311.

Silva-Pineda, A. y Buitrón-Sánchez, B.E., 1999. Mesozoic red bed floras in east-central Mexico and their stratigraphic relationships with marine beds, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340, p. 151-160.

Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Pablo Bernal, J., Pérez-Arvizu, O. and Tanner, M., 2010. U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: *Geo-standards and Geoanalytical Research*, V. 34, p. 5–18.

Soto-Araiza, R.G., Covarrubias-Gutiérrez, V., y Escamilla de la Rosa, J. E., 2001. Carta geológico-Minera, Chapulhuacán, F14-D41, Hgo., S.L.P., y Oro.: Servicio Geológico Mexicano.

Strasser, A., Pittet, B., Hillgartner, H. y Pasquier, J.B., 1999. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems; concepts for a high-resolution analysis: *Sedimentary Geology*, V. 128, p. 201-221.

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

Suttner, L.J., 1974. Sedimentary petrographic provinces; an evaluation. In: Ross, C.A. (Ed.), *Paleogeographic Provinces and provinciality*. SEPM Spec. Publ., V. 21, p. 75-84.

Suttner, L.J., Basu, A. y Mack, G.H., 1981. Climate and the origin of quartz arenites: *Journal of Sediment, Petrology*. V. 51, No. 4, p. 1235-1246.

Tarango, G., 2005. Libreto-Guía: Actopan-Ixmiquilpan-Progreso-Actopan, Hgo. Proyecto Brigada Escuela de Geociencias, PEMEX Exploración y Producción – IPN, ESIA, Ciencias de la Tierra, p. XXX

Tera, F., y Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematic in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 281–304.

Tucker, M.E., 2003. *Sedimentary Rocks in the field*, third edition. University of Durham, U.K., p. 59-65.

- Tucker, M.E.**, Calve, F. y Hunt, D., **1993**. Sequence stratigraphy of carbonate ramps; systems tracts, models and applications to the Muschelkalk carbonate platforms of Eastern Spain, in H.W. Posamentier, CP Summerhayes, B.U. Haq, and G.P. Allen, eds., *Sequence Stratigraphy and facies associations: International Association of Sedimentologists, Special Publication*, V. 18, p. 397-415.
- Vail, P.R.**, **1987**. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: *Atlas of Seismic Stratigraphy*, Bally, A.W. (Ed.), American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, V. 27, p. 1-10.
- Van Wagoner, J.C.**, Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M. y Rahmanian, V.D., **1990**. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops; concepts for high-resolution correlation of time and facies: American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, p. 55.
- Vergara-Martínez, A.**, y Zárate-López, J., **1983**. Carta Geológico Minera, Molango F14-D51, Hidalgo. Servicio Geológico Mexicano.
- Vergara-Martínez, A.**, Zárate-López, J., De La Calleja-M., A., y Jiménez-Hernández, A., **2002**. Carta Geológico-Minera Veracruz E14-3, escala 1:250 000 Estados de Oaxaca y Veracruz: Informe Técnico, Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hidalgo, P. 74.
- Vlahovic, I.**, Miksa, G., Mrinjek, E., Hasiotis, S.T., Velic, I., Tisljar, J. y Maticec D., **2011**. Response of tracemakers to temporary platform drowning: Lower Cenomanian of Southern Istria (Western Croatia): *Palaios*, V. 26, p. 567-577.
- Walker, J.D.**, Geissman, J.W., Bowring, S.A., and Babcock, L.E., compilers, **2012**. *Geologic Time Scale v. 4.0*: Geological Society of America.
- Weltje, G.J.**, **2002**. Quantitative analysis of detrital modes; statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology: *Earth-Sci. Rev.* 57, p. 211-253.
- Weltje, G.J.**, Meijer, X.D. y de Boer, P.L., **1998**. Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills; a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing: *Basin Res.* V. 10, p. 129-153.
- Weltje, G.J.**, y von Eynatten, H., **2004**. Quantitative provenance analysis of sediments: Review and outlook; *Sedimentary Geology*, V. 171, p. 1-11.
- White, D.E.**, **1948**. Antimony Deposits of Soyatal District, State Of Queretaro, Mexico: United State Geological Survey Bulletin, 960-b, p. 35-175.
- Wilson, B.W.**, Hernández, J.P. y Meave, E., **1955**. Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, V. 18, 1-10.

Wilson, J.L., 1967. Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico: Geological Society of America Bulletin, V. 78, p. 805- 818.

Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History New York: Springer Verlag, p. 471.

Wilson, J.L., 1999. Controls on the wandering path of the Cupido Reef trend in northeastern Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, p. 135-143.

Wilson, J.L., y Ward, W.C., 1993. Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, in Simo, J.S., Scott, R.W., and Masse, J.P., eds. Cretaceous carbonate platforms: American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, p 35-50.

Wright, V.P., y Marriott, S.B., 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems; the role of floodplain sediment storage: Sedimentary Geology V. 86, p. 203-210.

Yabe, H., y Hanzawa, S., 1926. Choffatella Schlumberger and Pseudocyclammina, a new genus of arenaceous foraminifera. Science Reports of the Tohoku Univesity, V. 2, p. 9-11.

Yurewicz, D.A., Chuchla, R.J., Richardson, M., Pottorf, R.J., Gray, G., Kozar, M.G., y Fitchen, W.M., 1997. Hydrocarbon generation and migration in the Tampico– Misantla Basin and Sierra Madre Oriental, east central Mexico: Evidence from an exhumed oil in the Sierra de El Abra, en Sedimentation and diagenesis of middle Cretaceous platform margins, east central Mexico: AAPG Annual Meeting Field Trip Guidebook, Dallas Geological Society and SEPM, p. 1–24.

Yussim-Guarneros, S., 2004. Análisis geométrico y fractal de las fracturas rellenas en San Joaquín, Querétaro: Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM, México, D.F., p. 98.

Zamudio, A., y Soto, J.F., 1989. Estudio Bioestratigráfico del Jurásico-Cretácico en el Prospecto Ixmiquilpan-Ticomán, Hgo., Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto 5026.

Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites; their composition and classification: Journal of Sedimentary Petrology, V. 50, p. 21-29.

Zuffa, G.G., 1985. Provenance of Arenites: Reidel Publishing Company, p. 408.

ANEXO 1. Sección estratigráfica medida.

FACIES DE LAS FORMACIONES SANTUARIO Y EL ABRA

EL ABRA		Boundstone de criptoalgalaminitas
		Boundstone de <i>Chondrodonta</i> sp.
		Boundstone de <i>Toucasia</i> sp.
		Packstone-grainstone de bioclastos
		Mudstone-wackestone de bioclastos
SANTUARIO		Wackestone de intraclastos arcillo-limoso
		Mudstone/wackestone limoso dolomitizado
		Arenisca beige-amarillento de grano medio a fino
		Limolita rojiza
		Arenisca rojiza de grano fino a grueso
		Conglomerado morado
		Toba vitro-cristalina

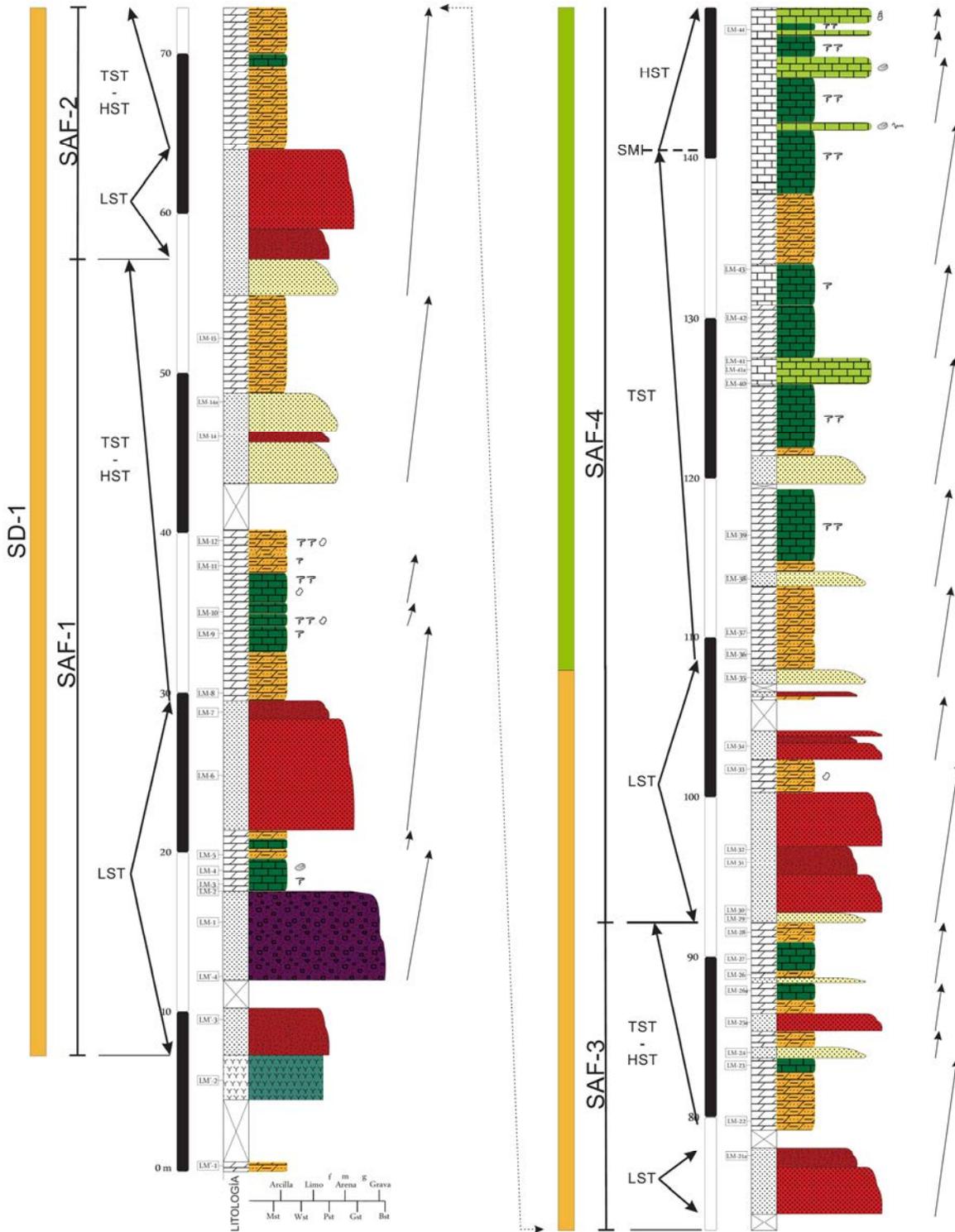
LITOLOGÍA	GRANOS CARBONATADOS	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS
Caliza	Gasterópodos	Bioturbación intensa
Dolomía	Pelecípodos	Bioturbación moderada
Arenisca	<i>Chondrodonta</i> sp.	Calizas con aspecto nodular
Toba	<i>Toucasias</i> sp.	Nódulos de calcita
	Criptoalgalaminitas	Nódulos de pedernal

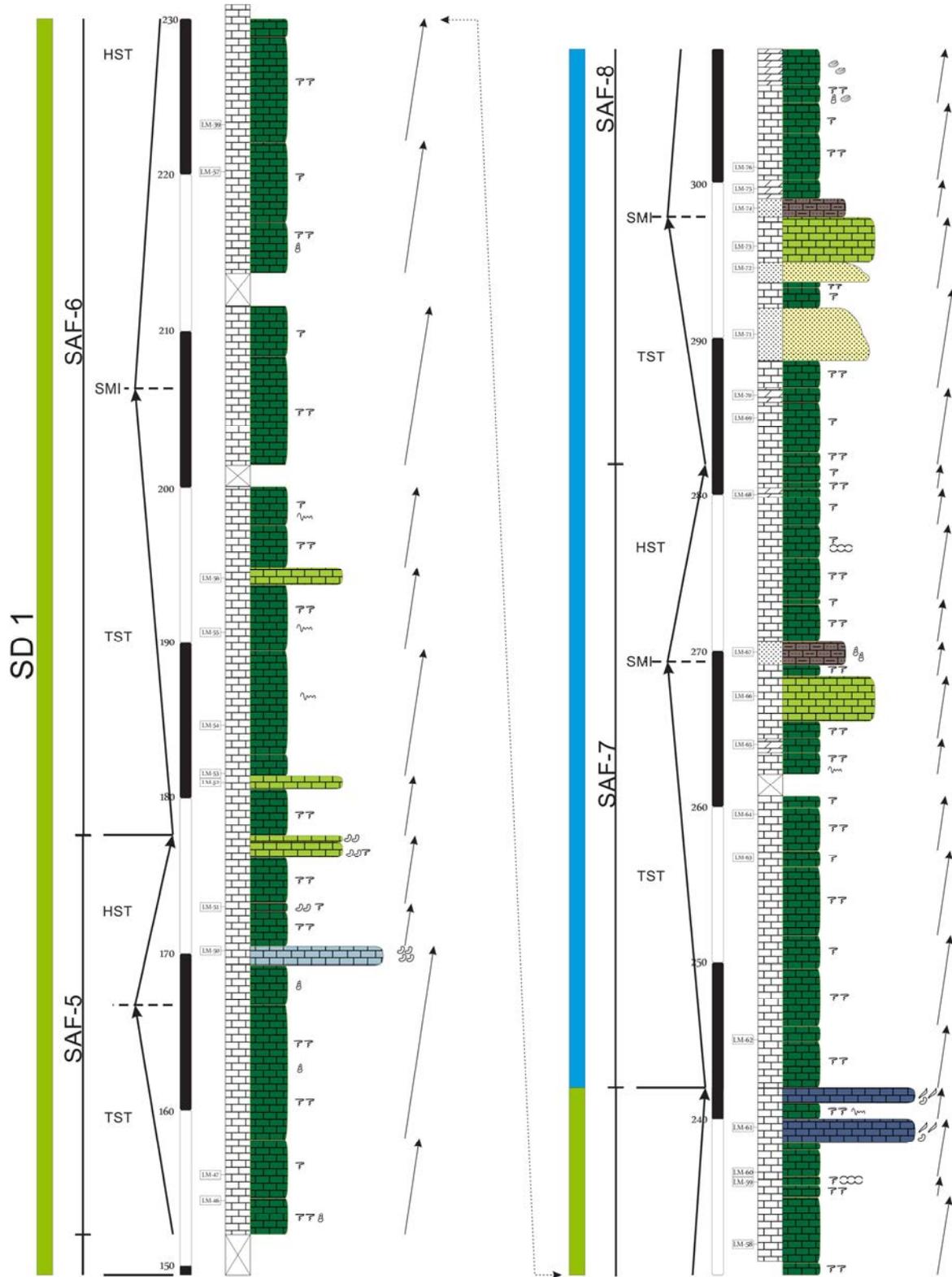
OTROS SÍMBOLOS

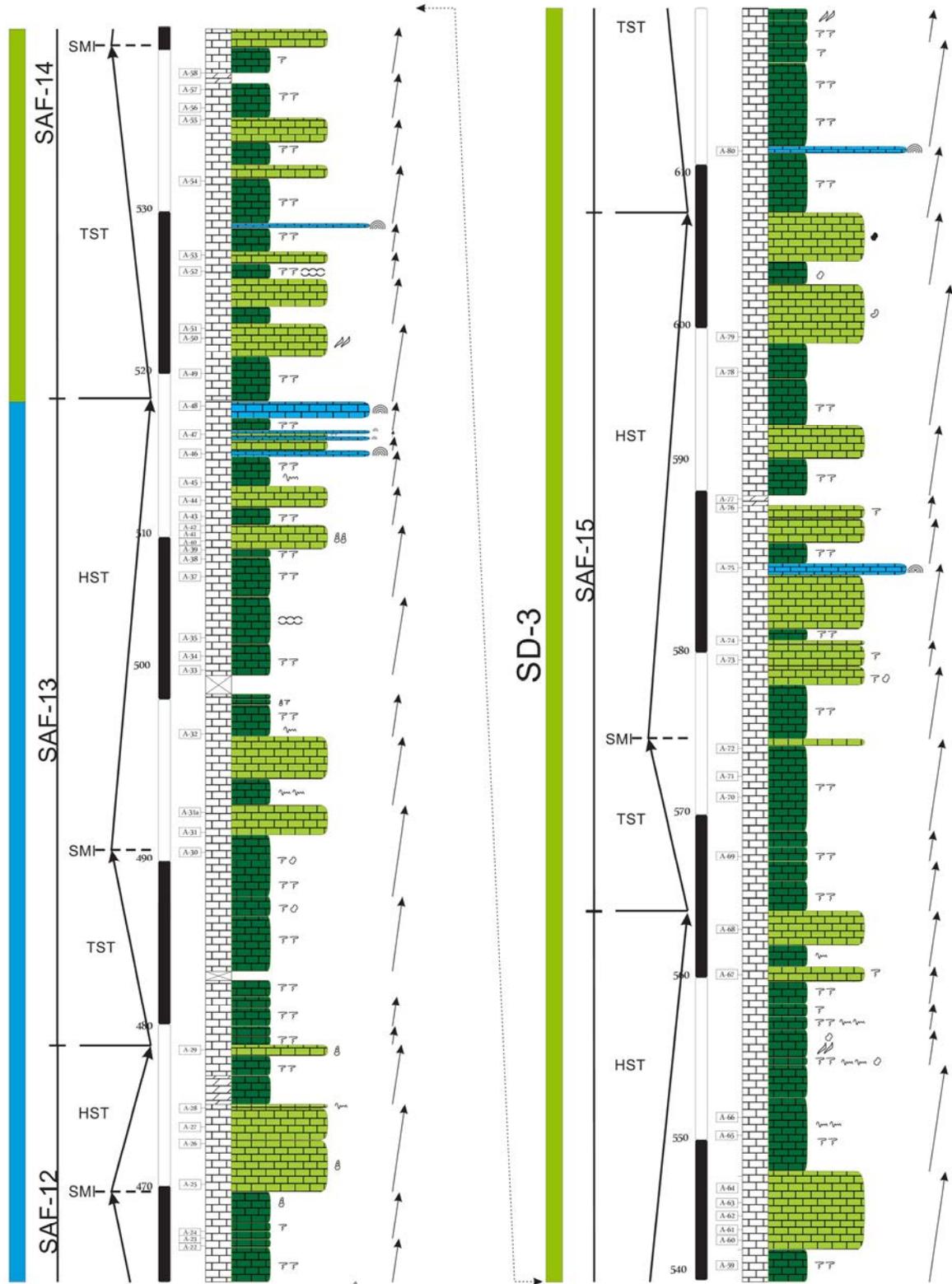
 Escala en metros	 Sección continua	 Muestra
----------------------	----------------------	-------------

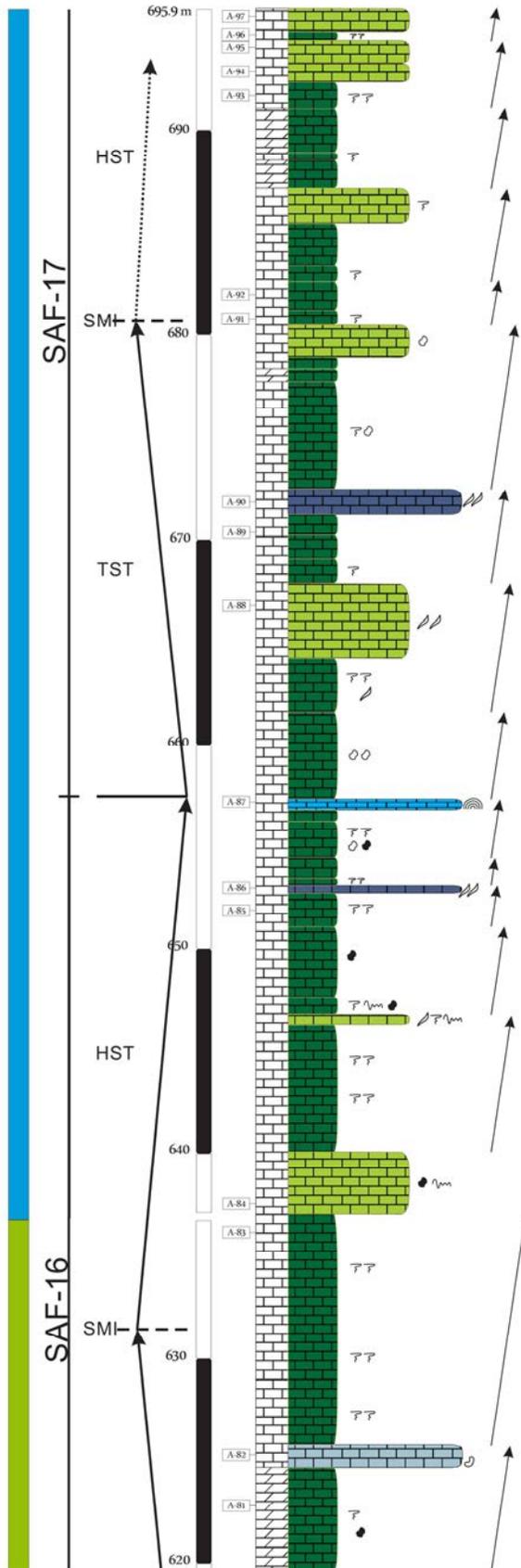
TERMINOLOGÍA DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

<p>Secuencia depositacional (SD)</p> <ul style="list-style-type: none"> Tractos de sistemas del nivel alto del mar (<i>HST</i>) Tractos de sistemas transgresivo (<i>TST</i>) Tractos de sistemas del nivel bajo del mar (<i>LST</i>) <p>Secuencia de alta frecuencia (SAF)</p> <ul style="list-style-type: none"> Facies regresivas (<i>HST</i>) Facies transgresivas (<i>TST</i>) Facies del nivel bajo del mar (<i>LST</i>) 	<p style="text-align: center;">Eustasia vs. Tiempo</p>
	<p>Parasecuencias</p> <ul style="list-style-type: none"> Cima de ciclo Base de ciclo









ANEXO 1. Dataciones U-Pb de circones.

Tabla 1. Datación U-Pb de la toba vitro-cristalina LM-2', de la Formación Santuario.

Spot name	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS										Biot												
				207Pb/206Pb	207Pb/235U	206Pb/238U	207Pb/235U	206Pb/238U	207Pb/235U	206Pb/238U	207Pb/235U	206Pb/238U	207Pb/235U													
Zircon_34_2_047	255	355	1.36	0.06635	0.00259	0.19007	0.00776	0.02074	0.00025	0.00014	0.29	132	2	177	7	817	76	132	2.0	25.4	48.216	0.581	0.06635	0.00259	-0.000039	
Zircon_35_048	470	562	0.49	0.05102	0.00286	0.14739	0.00851	0.02119	0.00003	0.00741	0.00026	0.24	135	2	140	8	242	119	135	2.0	3.6	47.192	0.668	0.05102	0.00286	-0.000046
Zircon_36_050	141	79	0.43	0.05977	0.00469	0.17174	0.01425	0.02084	0.00009	0.00644	0.0001	0.19	133	2	161	12	595	159	133	2.0	17.4	47.987	0.668	0.05977	0.00469	-0.000027
Zircon_37_051	251	125	0.87	0.05093	0.00097	0.15947	0.00326	0.02281	0.00017	0.0071	0.00013	0.36	145	1	150	3	238	41	145	1.0	3.3	43.84	0.327	0.05093	0.00097	-0.000015
Zircon_38_052	1047	1051	0.39	0.02322	0.00078	0.16244	0.00927	0.02256	0.00034	0.00708	0.00009	0.22	144	2	153	8	295	113	144	2.0	5.9	44.326	0.469	0.02322	0.00078	-0.0000146
Zircon_39_053	265	21	0.23	0.07211	0.00111	0.17488	0.02917	0.01793	0.00127	0.05171	0.00098	0.43	1034	7	1027	11	1020	28	1034	28.0	-0.7	39.749	0.042	0.07211	0.00110	-0.0000118
Zircon_40_054	45	51	0.88	0.06101	0.00317	0.15792	0.01071	0.02144	0.00016	0.00622	0.00011	0.17	140	0.9	147	3	166	11	140	0.9	4.5	39.749	0.042	0.06101	0.00317	-0.0000118
Zircon_41_056	198	210	0.59	0.06101	0.00317	0.16273	0.00872	0.01864	0.00016	0.00622	0.00011	0.24	125	2	153	8	640	104	125	2.0	18.3	59.916	0.624	0.06101	0.00317	-0.000048
Zircon_42_057	686	468	0.31	0.08243	0.00132	0.23917	0.04161	0.02165	0.00143	0.06144	0.00117	0.39	1232	8	1241	12	1256	29	1232	29.0	0.7	4.747	0.032	0.08243	0.00132	-0.0000183
Zircon_43_058	247	88	0.81	0.05761	0.00294	0.28523	0.01488	0.03635	0.0004	0.01112	0.0003	0.21	230	2	255	12	515	105	230	2.0	9.8	27.51	0.303	0.05761	0.00294	-0.000084
Zircon_44_059	1725	1725	0.61	0.06229	0.00747	0.20966	0.02566	0.02173	0.00052	0.00693	0.00037	0.2	139	3	193	22	684	242	139	3.0	28.0	46.019	1.101	0.06229	0.00747	-0.000137
Zircon_45_060	122	114	0.47	0.05312	0.00359	0.16529	0.01186	0.02257	0.00023	0.00707	0.0001	0.21	144	1	155	10	334	143	144	1.0	7.1	44.313	0.446	0.05312	0.00359	-0.000074
Zircon_46_062	425	229	0.35	0.07894	0.00142	0.12006	0.04057	0.01937	0.00135	0.05844	0.00105	0.36	1139	7	1149	13	1171	33	1139	33.0	0.9	5.177	0.036	0.07894	0.00142	-0.000019
Zircon_47_063	40	39	0.78	0.05155	0.00224	0.15625	0.01039	0.02158	0.00015	0.00894	0.00011	0.17	140	0.9	147	3	166	11	140	0.9	4.5	45.588	0.311	0.05155	0.00224	-0.000017
Zircon_48_065	91	83	0.76	0.08132	0.00197	0.15792	0.01071	0.02144	0.00016	0.00622	0.00011	0.17	140	0.9	147	3	166	11	140	0.9	4.5	45.588	0.311	0.08132	0.00197	-0.000017
Zircon_49_066	88	58	0.39	0.08272	0.00197	0.23251	0.06417	0.02085	0.00157	0.06073	0.00048	0.41	1196	9	1220	20	1263	43	1196	43.0	2.0	4.906	0.04	0.08272	0.00197	-0.000072
Zircon_50_066	156	70	0.42	0.04819	0.00191	0.14229	0.0063	0.02142	0.00023	0.00679	0.00013	0.27	137	1	135	6	108	84	137	1.0	-1.5	46.693	0.095	0.04819	0.00191	-0.000087
Zircon_52_069	109	72	0.39	0.05544	0.00241	0.13784	0.01486	0.04158	0.00019	0.01296	0.00011	0.24	263	2	280	11	430	90	263	2.0	6.1	24.05	0.201	0.05544	0.00241	-0.000064
Zircon_53_070	167	75	0.45	0.05743	0.00241	0.15533	0.00669	0.01984	0.00019	0.00649	0.00016	0.23	127	1	147	6	508	86	127	1.0	13.6	50.403	0.483	0.05743	0.00241	-0.000039
Zircon_54_071	355	185	0.47	0.06433	0.00546	0.19465	0.0172	0.02194	0.00028	0.00672	0.00012	0.26	143	2	148	9	231	125	143	2.0	22.7	45.571	0.583	0.06433	0.00546	-0.000071
Zircon_55_072	114	62	0.53	0.05079	0.00298	0.15738	0.01019	0.02247	0.00031	0.00708	0.00012	0.26	143	2	148	9	231	125	143	2.0	3.4	44.487	0.61	0.05079	0.00298	-0.0000166
Zircon_56_074	39	40	0.2	0.0825	0.00113	0.15792	0.01071	0.02144	0.00016	0.00622	0.00011	0.17	140	0.9	147	3	166	11	140	0.9	-1.6	47.589	0.035	0.0825	0.00113	-0.0000148
Zircon_57_075	427	175	0.57	0.05286	0.00197	0.15792	0.01071	0.02144	0.00016	0.00622	0.00011	0.17	140	0.9	147	3	166	11	140	0.9	4.5	45.588	0.311	0.05286	0.00197	-0.0000148
Zircon_58_076	188	145	0.57	0.05286	0.00197	0.17243	0.01109	0.02366	0.00029	0.00742	0.00009	0.29	151	2	162	10	323	124	151	2.0	6.8	42.255	0.509	0.05286	0.00197	-0.000023
Zircon_59_077	201	132	0.22	0.05539	0.00179	0.18323	0.01109	0.02399	0.00013	0.00748	0.00013	0.59	153	3	171	7	428	67	153	3.0	10.5	41.681	0.741	0.05539	0.00179	-0.000072
Zircon_60_078	646	164	1.15	0.06052	0.00363	0.16449	0.00999	0.01986	0.00018	0.00616	0.00014	0.16	127	1	155	9	622	121	127	1.0	18.1	50.352	0.656	0.06052	0.00363	-0.000066
Zircon_61_080	218	291	0.44	0.05306	0.00154	0.15475	0.0047	0.02121	0.00019	0.00665	0.00013	0.29	135	1	146	4	331	61	135	1.0	7.5	47.148	0.42	0.05306	0.00154	-0.000024
Zircon_62_081	2130	1075	0.68	0.05071	0.00106	0.15785	0.00357	0.02263	0.00019	0.00714	0.00013	0.38	144	1	149	3	228	45	144	1.0	3.4	44.189	0.371	0.05071	0.00106	-0.000017
Zircon_63_082	700	548	0.33	0.05763	0.00767	0.18696	0.02593	0.02353	0.00048	0.0073	0.00041	0.16	150	3	174	22	516	274	150	3.0	13.8	42.488	0.863	0.05763	0.00767	-0.0000388
Zircon_65_086	92	65	0.68	0.06781	0.0064	0.1764	0.01814	0.01887	0.00039	0.00675	0.00012	0.34	120	2	165	16	869	184	120	2.0	27.3	53.002	1.086	0.06781	0.0064	-0.0000303
Zircon_66_085	347	115	0.95	0.04954	0.00094	0.13996	0.00285	0.0201	0.00017	0.00616	0.00011	0.41	128	1	130	3	173	41	128	1.0	1.3	49.731	0.421	0.04954	0.00094	-0.000013

