

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias / Instituto de Geología

Análisis de Microfacies e Implicaciones Paleoambientales en rocas carbonatadas de la Transición Jurásico – Cretácico en una Sección Estratigráfica de la Formación Guasasa en la localidad Rancho San Vicente, Sierra de Los Órganos, Pinar del Río, Cuba

Tesis que para obtener el título de Biólogo presenta Emmanuel Cedillo Villarreal



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.

JURADO

Propietario Tutor

Dr. Ricardo Barragán Manzo

Propietario

Dra. Ana Luisa Carreño

Propietario

Dr. Pedro García Barrera

Suplente

Dra. Elena Centeno García

Suplente

Dr. José Luis Sánchez Zavala

AGRADECIMIENTOS

Al Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México por las múltiples facilidades prestadas. Al Dr. Ricardo Barragán Manzo por su aceptación, dirección y compromiso académico con esta tesis. Al Proyecto de Intercambio Académico Internacional Instituto de Geología, UNAM, México – Universidad de Pinar del Río, Cuba “*Comparación de las facies Cretácicas del Occidente de Cuba y el Noreste de México y sus implicaciones paleogeográficas*” por el tema de tesis así como el trabajo de campo y la obtención de material de estudio. Al Proyecto PAPIIT IN 107106-3 de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la UNAM por la beca para la realización de esta tesis. A los sinodales de esta tesis: Dra. Ana Luisa Carreño, Dr. Pedro García Barrera, Dra. Elena Centeno García y al Dr. José Luis Sánchez Zavala por sus comentarios, correcciones y recomendaciones tan necesarias para el mejoramiento del manuscrito final. Al Dr. Jorge Luis Cobiella Reguera (Universidad de Pinar del Río, Cuba) por la proporción de material bibliográfico, recomendaciones y comentarios. A la micropaleontóloga Silvia Blanco por su importante cooperación académica con este proyecto y esta tesis.

DEDICATORIA

Dedico esta tesis a mi familia, en especial a Eduardo, Maricela y Antonio. La sutil pero importante presencia de ellos todos los días de mi vida, me han permitido ser quien soy. Les agradezco infinitamente todo este tiempo. También quiero hacer mención de Nayeli, compañera incansable de las usanzas y desvelos de la Facultad de Ciencias. De igual manera quiero recordar a los profesores del Taller de Paleontología, los cuales nos enseñaron todo con especial cuidado y gran afecto. Agradezco especialmente la guía, consejos y amistad de Ana Luisa todo este tiempo en el Instituto de Geología. Gracias.

Es preciso poner orden en cubierta, ordeno que el timonel lo arrojen a los tiburones. Nadie me escucha. Degüello al marinero que encuentro más a la mano. El barco está a la deriva [...] Tomo el timón [...] Por fin la nave parece enderezar su rumbo y regresar a la bahía de la que mi desesperanza nos sacó esta madrugada [...] Ahora soy un pirata [...] Un pirata es una ternura que explota fiera, es justicia incomprendida, es desconsolado amor, es triste batallar y soledad compartida, es un siempre navegar sin puerto, es perenne tormenta, es beso robado, es siempre insatisfecha posesión, es sin descanso.

- Rafael Sebastián Guillén Vicente -

Contenido

1. RESUMEN	7
2. INTRODUCCIÓN	8
2.1 Marco teórico	9
2.2 Antecedentes	16
2.3 Justificación.....	18
3. OBJETIVOS	20
3.1 Objetivo general	20
3.2 Objetivos particulares.....	20
4. ASPECTOS METODOLÓGICOS.....	21
4.1 Sitio de estudio.....	21
4.2 Sistemas de estudio.....	22
4.2.1 <i>Sistemas geológicos.</i>	22
4.2.2 <i>Sistemas biológicos.</i>	25
4.3 Métodos	26
5. RESULTADOS	29
5.1 Litoestratigrafía de la Sección Rancho San Vicente	29
5.2 Facies de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente.....	31
5.3 Marco biocronológico de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente con base en el registro de calpionélidos	40
5.3.1 <i>Consideraciones sistemáticas</i>	40
6. DISCUSIÓN	48
7. CONCLUSIONES.....	58
8. LITERATURA CITADA.....	60

1. RESUMEN

El análisis de microfacies realizado a la sucesión de rocas de una sección estratigráfica de la Formación Guasasa, ubicada en la localidad Rancho San Vicente en la Sierra de Los Órganos, Pinar del Río, Cuba, permite obtener nueva e importante información sedimentológica, paleoambiental y micropaleontológica de la transición Jurásico – Cretácico en el occidente de Cuba. La secuencia estratigráfica estudiada contiene facies representativas de una dinámica sedimentológica dentro de una plataforma carbonatada. Dicha plataforma carbonatada experimentó cambios paleoambientales y paleobatimétricos significativos a través de la transición jurásica – cretácica. Las asignaciones de edades en la interpretación de los eventos sedimentarios de este trabajo, se basan de una manera general, en el significado biocronoestratigráfico de los calpionélidos (Protozoa, Incertae sedis) asociados a las facies estudiadas. Las diversas facies analizadas a través de la secuencia estudiada, indican que el ambiente de depósito a la base de la misma representa una sedimentación marina del tipo lagunar, interrumpida por un corto pulso de profundización, con un probable inicio durante el Titoniano inferior o medio. Dicha sedimentación lagunar en el área de estudio, está representada por facies del techo del Miembro San Vicente de la Formación Guasasa. Posterior a estas facies de sedimentación lagunar, la secuencia sedimentaria registra un importante evento de profundización con facies del Miembro El Americano de la misma formación. Estas facies son típicas de pendiente de plataforma carbonatada y aquellas más cercanas al contacto con las facies del Miembro San Vicente (que las infrayace) contienen calpionélidos índices del Titoniano superior. Esta sedimentación profunda de pendiente se registra de manera continua y monótona desde el Titoniano superior hasta el Berriasiano superior a través de las facies del Miembro El Americano y Miembro Tumbadero. La transición Jurásico – Cretácico se encuentra documentada en la parte media – baja del Miembro El Americano.

2. INTRODUCCIÓN

El análisis de microfacies es un concepto que originalmente fue definido por Brown (1943) e independientemente después por Cuvillier (1952) como “los criterios petrográficos y paleontológicos obtenidos de la elaboración y análisis al microscopio de láminas delgadas obtenidas de rocas carbonatadas”. Hoy en día el concepto de microfacies es más amplio y se define como el total de las caracterizaciones sedimentológicas y paleontológicas que puedan ser descritas y clasificadas mediante láminas delgadas, “*peels*”, secciones pulidas o bien muestras de mano (Flügel, 2004).

Desde mediados del siglo pasado el análisis de microfacies se ha convertido en una herramienta imprescindible en cualquier estudio a fondo que involucre rocas carbonatadas. Dicho análisis abre las puertas a una gran cantidad de información e interpretación por medio de características a pequeña escala que serían imposibles de obtener por medio de estudios macroscópicos.

Una de las aplicaciones directas más comunes de los análisis de microfacies es la reconstrucción de ambientes sedimentarios. Estas reconstrucciones son posibles gracias a que el estudio de las microfacies apunta al reconocimiento de patrones generalizados que reflejen la historia de las rocas carbonatadas, por medio del estudio de las características paleontológicas y sedimentológicas. Dichas características son comparadas con los modelos actuales de ambientes productores de carbonatos. La evaluación de las microfacies en un contexto de interpretación ambiental requiere una sinopsis de los datos obtenidos (matriz, granos sedimentarios, fósiles, análisis cuantitativos, porosidades y características diagenéticas), que permitan la asignación de microfacies tipo. Las microfacies tipo y las asociaciones de facies son fundamentales en el desarrollo de modelos de sedimentación (Flügel, 2004).

Si bien el análisis de microfacies surge en el ámbito de los estudios geológicos, el concepto guarda una estrecha relación con la Biología. En 1879 Henry Clifton

Sorby reconoce que la abundancia de los fósiles es un elemento crucial dentro de la formación de las rocas calizas. Esta idea es conocida como el Principio de Sorby y en él se reconoce que las rocas carbonatadas son principalmente biogénicas en su textura deposicional.

La gran mayoría de los carbonatos del mundo son biológicos en su génesis, ya sea desde su inducción o su control. Así mismo, su distribución y su frecuencia son mayormente reguladas por la acción de organismos productores de carbonatos. Los sistemas deposicionales de carbonatos, al estar íntimamente relacionados con seres vivos, cuentan con la capacidad de crecer y reaccionar a las condiciones ambientales como la salinidad, luminosidad, temperatura e influjo sedimentario. Las rocas terrígenas no cuentan con mecanismos intrínsecos y son formadas primordialmente por la desintegración de rocas y su consecuente transporte a los ambientes de deposición.

En este trabajo se llevó a cabo un análisis de microfacies en las rocas carbonatadas de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente (Formación Guasasa) en Sierra de Órganos, Pinar del Río, Cuba con el objetivo de inferir los cambios paleoambientales que prevalecieron en la transición Jurásico – Cretácico a nivel local.

2.1 Marco teórico

La geología insular de Cuba resulta en extremo interesante y con un alto grado de complejidad. Esta complejidad está dada por los pequeños y detallados mosaicos que conforman al crisol geológico cubano. Sin embargo y contrario a lo que pudiera parecer, la geología general de Cuba resulta sencilla de comprender y fácil de asimilar.

En general se pueden distinguir dos niveles geológicos en Cuba (Iturralde-Vinent, 1994, 1996). Las rocas más jóvenes del Eoceno al Reciente, están poco deformadas y forman la cobertura de la isla. Debajo de esta cobertura yace una compleja faja orogénica de edad jurásica – paleocénica.

Las rocas de esta faja orogénica resultan de la desintegración de Pangea en el Jurásico y los eventos posteriores. Dichas rocas pueden categorizarse en cuatro dominios de tipo paleogeográfico y paleotectónico (Cobiella-Reguera, 1998, 2000). El acomodo de estos dominios sigue el rumbo general de la isla caribeña. De norte a sur son (Figura 2.1):

- A) Paleomargen pasivo septentrional (PPS)
- B) Cinturón ofiolítico septentrional (COS)
- C) Arcos volcánicos cretácicos (AVK)
- D) Paleomargen pasivo meridional metamorfizado (PPMM).

La morfología actual de estos dominios se dio con los eventos orogénicos del Cenozoico (Cobiella-Reguera, 2000).

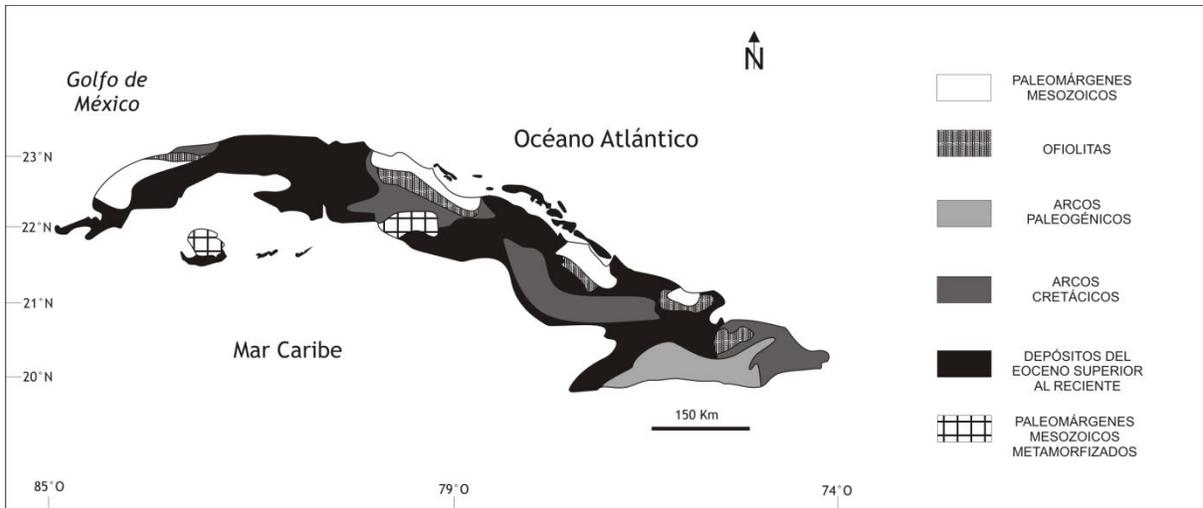


FIG. 2.1 Mapa geológico generalizado de Cuba mostrando las principales unidades de la isla. Modificado de Iturralde-Vinent 1997.

Para los fines de este trabajo resulta de especial interés profundizar en los detalles sobre el Paleomargen Pasivo Septentrional, ya que es en este dominio geológico que se encuentra incluida el área de estudio de esta investigación. Las sucesiones del PPS afloran extensamente en el norte de Cuba, desde el noroeste con la Cordillera de Guaniguanico hasta el extremo noreste de la isla en Maisí. Los registros geofísicos y de pozo indican que estas rocas subyacen prácticamente todo el norte de Cuba (Cobiella-Reguera, 2003). Las rocas de este paleomargen fueron empujadas hacia el norte durante la orogénesis cubana (Cobiella-Reguera, *com. pers.*)

El margen distensivo mesozoico está formado por rocas jurásicas y cretácicas pertenecientes a una secuencia sedimentaria de depósitos de pendiente neríticos y de cuenca (Cobiella-Reguera, 2000).

Dentro del PPS es posible reconocer tres tipos de columnas estratigráficas de acuerdo a su lugar de afloramiento. Éstos son Guaniguanico al oeste de Cuba, Norte de Cuba y Maisí en el este de Cuba (Cobiella-Reguera, 2003). Para los objetivos de este trabajo, a continuación sólo se detallan las características geológico - estratigráficas generales de la sección Guaniguanico.

Sección Guaniguanico

El corte Guaniguanico se localiza en el borde sureste del Golfo de México y mide 180 Km de largo (Cobiella-Reguera, 1996). Este corte contiene una cordillera homónima donde también se encuentra localizada la sección estratigráfica estudiada en el curso de esta investigación. El corte Guaniguanico es el área más grande donde afloran las rocas del PPS, aunque contiene eventuales rocas cenozoicas (Cobiella-Reguera, 2000). En corte es posible reconocer cinco variedades tectónicas del PPS que cuentan con marcadas diferencias en su estratigrafía, litología y grado de metamorfismo (Figura 2.2):

- a) Sierra de Los Órganos
- b) Alturas Pizarrosas del Sur
- c) Cinturón Cangre
- d) Sierra del Rosario / Alturas Pizarrosas del Norte / Esperanza
- e) Pan de Guajaibón

(Somín y Millán, 1981; Martínez y Vázquez, 1987; Pszczolkowski, 1999; Ponce *et al.*, 1985; Cobiella-Reguera, 2000).

La Cordillera de Guaniguanico pertenece a una estructura tipo cinturón de cabalgadura con varios kilómetros de espesor (Piotrowska, 1978; Pszczolkowski, 1994; Gordon *et al.*, 1997). En el borde sur de la cordillera, los planos de cabalgadura son cortados por la falla paleógena de alto grado de Pinar. La falla separa a estos paquetes de roca de la cuenca de Los Palacios. La cuenca de Los Palacios está rellena en mayor medida por los detritos de la cordillera (Cobiella-Reguera *et al.*, 2000).

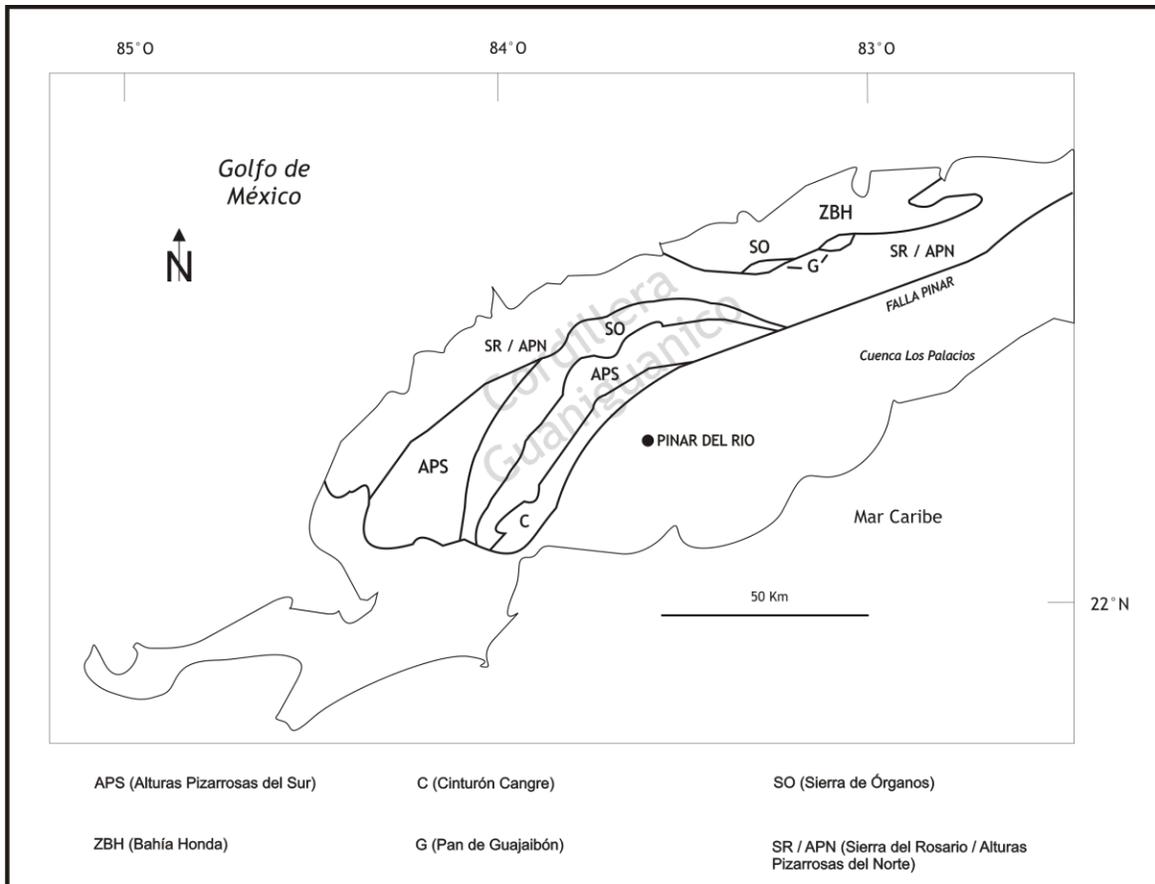


FIG. 2.2 Mapa tectónico del oeste de Cuba. En el mapa se pueden apreciar las cinco unidades tectónicas principales del Paleomargen Pasivo Septentrional dentro de la Cordillera de Guaniguanico. Modificado de Cobiella-Reguera 2003.

Las rocas sedimentarias más antiguas en Guaniguanico pertenecen a las formaciones Arroyo Cangre y San Cayetano (Figura 2.3). Estas dos sucesiones están representadas por gruesos paquetes de rocas clásticas que se acumularon en un delta continental (Khudoley y Meyerhoff, 1971; Pszczolkowski, 1971; Haczewski, 1976; Somín y Millán, 1981; Pszczolkowski, 1986; Cobiella-Reguera *et al.*, 1997; Hutson *et al.*, 1998) o una laguna costera (Furrazola-Bermúdez, 1997). El fechamiento a la base de estas formaciones fue obtenida por medio de estudios palinológicos de esporas de helechos (Areces-Mallea, 1991) y la edad obtenida fue jurásica temprana – jurásica media. La edad del techo fue obtenida mediante estudios bioestratigráficos de ammonites con una edad oxfordiana media (Myczynski y Pszczolkowski, 1976; Pszczolkowski, 1978; Myczynski *et al.*, 1998). Sobre las rocas terrígenas descansa una sucesión de volcánoclasticos que

evidencian una riftogénesis continental del margen pasivo (Furrazola-Bermúdez, 1997). Posteriormente, en esta cuenca la sedimentación se transformó de terrígena a carbonatada (Cobiella-Reguera, 1996; Furrazola-Bermúdez, 1997). El cambio de terrígenos a carbonatos durante el Jurásico Superior puede estar vinculado con un cambio en los aportes del Golfo de México. También la sedimentación en el Golfo de México cambió de un régimen de terrígenos a un régimen de carbonatos con intercalaciones terrígenas y evaporíticas (Salvador, 1987; Gotte y Michalski, 1991). Otra idea es que la sedimentación carbonatada pudo estar asociada con la formación de una corteza oceánica y una depresión térmica en el Golfo de México (olla de Sigsbee) hacia el Oxfordiano (Salvador, 1987).

Las sucesiones carbonatadas en Guaniguanico son ricas en materia orgánica (Cobiella-Reguera, 2003) y fueron depositadas del Oxfordiano medio al Cenomaniano (Pszczolkowski, 1978) (Figura 2.3) y localmente durante el Turoniano (Cobiella-Reguera, 2003). Cabe destacar que desde el Cretácico Temprano comenzó a formarse un arco de islas volcánicas en el cual había erupciones tanto submarinas como subaéreas. Esto originó una sucesión volcanosedimentaria importante. (Furrazola-Bermúdez y Gil-González, 1997).

En la secuencia carbonatada se pueden distinguir dos secciones diferentes. Éstas son la Sierra de Los Órganos y la Sierra del Rosario (Cobiella-Reguera, 2000).

Después de estos registros sedimentarios aparece un límite de secuencia llamada "*Middle Cretaceous Sequence Boundary*" (MCSB). Por último cabe destacar que esta disconformidad es cubierta por depósitos vinculados al límite Cretácico – Paleógeno (Cobiella-Reguera, 2003).

Atendiendo los objetivos de este trabajo, a continuación se destacan las características estratigráficas de la variedad tectónica Sierra de Los Órganos del Paleomargen Pasivo Septentrional (Figura 2.3):

Sierra de Los Órganos: Es un área extensa con altos topográficos de geomorfologías heterogéneas donde se puede apreciar un extraordinario relieve

cársico. A esta estructura de la Cordillera de Guaniguanico pertenece el corte estratigráfico estudiado en este trabajo.

Las rocas de la unidad Sierra de los Órganos ocupan la posición estructural inferior en el conjunto del paleomargen. La posición tectónica de dicha unidad fue establecida en el pozo Pinar 1 (Fernández *et al.*, 1987; Cobiella-Reguera, 1996; Pszczolkowski, 1999).

La parte basal está representada por la Formación San Cayetano. Posteriormente aparece la Formación Jagua (formación terrígeno - carbonatada) y por último está la Formación Guasasa (formación de carbonatos que se depositaron del Oxfordiano superior al Cenomaniano). La Formación Jagua se ha interpretado como de aguas someras (Pszczolkowski, 1978, 1987). Su litología está compuesta por coquinas, lutitas con concreciones calcáreas y calizas micríticas (Pszczolkowski, 1981). El espesor de esta unidad es de unos 160m y se han encontrado en ella ammonites del Oxfordiano medio al superior? (Wierzbowski, 1976; Myczynski, 1976).

La sedimentación carbonatada en la Sierra de Los Órganos comienza con el desarrollo de un potente banco carbonatado somero de edad oxfordiana tardía –

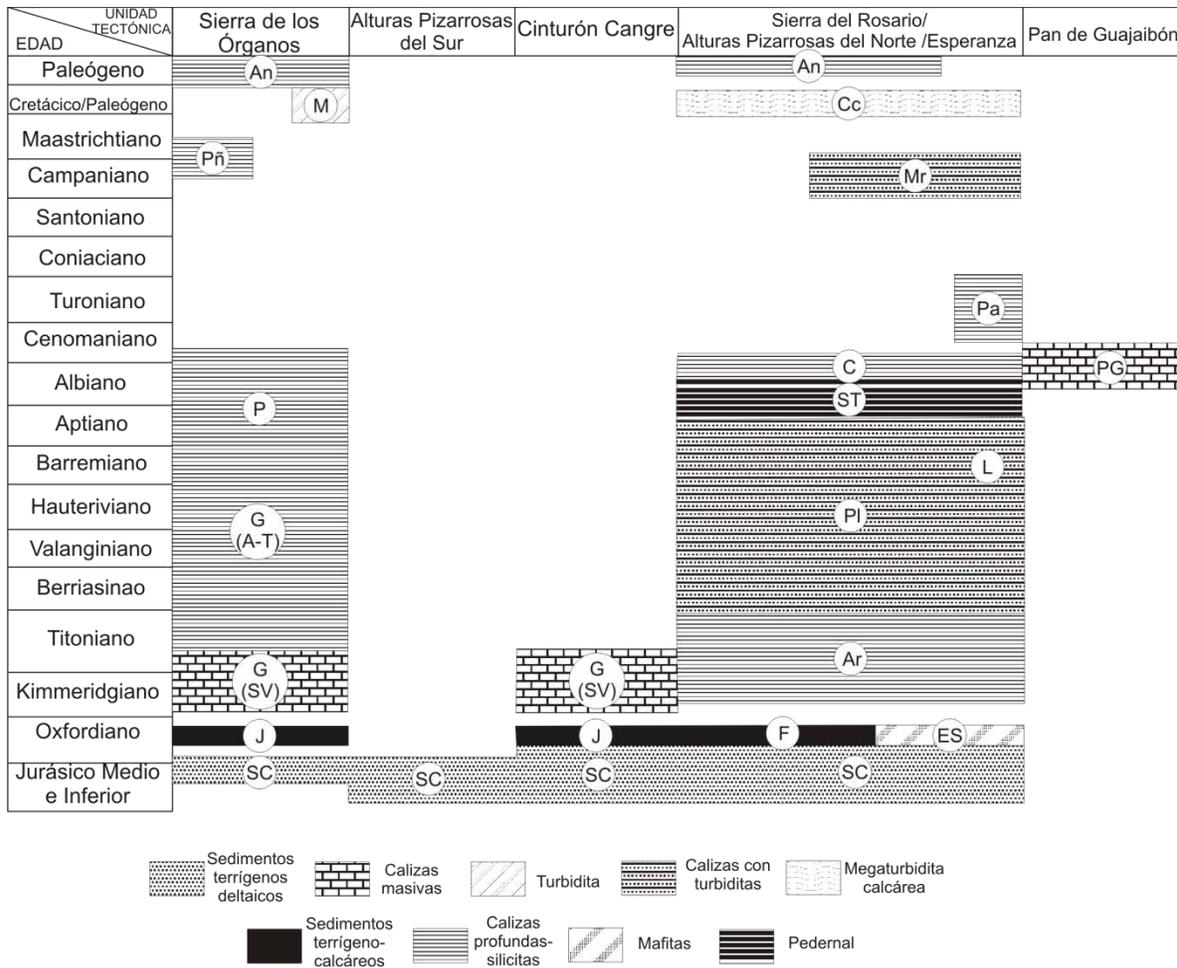


FIG. 2.3 Estratigrafía regional y correlaciones esquemáticas de los depósitos del Paleomargen de Norteamérica (Jurásico – Paleógeno) de la Cordillera de Guaniguanico, Cuba. Unidades estratigráficas: SC (Formación San Cayetano), AC (Formación Arroyo Cangre), J (Formación Jagua), F (Formación Francisco), ES (Formación El Sábalo), G (Formación Guasasa), SV (Miembro San Vicente de la Formación Guasasa), A-T (Miembros El Americano, Tumbadero y Tumbitas de la Formación Guasasa), PI (Formación Polier), P (Formación Pons), L (Formación Lucas), ST (Formación Santa Teresa), C (Formación Carmita), PG (Formación Pan de Guajabón), Pa (Formación Pinalilla), Mr (Formación Moreno), Pñ (Formación Peñas), M (Formación Moncada), Cc (Formación Cacarájicara), An (Formación Ancón). Modificado de Cobiella-Reguera 2000.

titoniana temprana (Pszczolkowski, 1978, 1981, 1987), representado por el Miembro San Vicente de la Formación Guasasa. Sobreyaciendo a los depósitos del banco carbonatado se encuentran una serie de calizas de aguas profundas con intercalaciones de pedernal (Cobiella-Reguera, 2000). Estas calizas fueron depositadas entre el Titoniano y el Cenomaniano y están representadas por los miembros El Americano, Tumbadero y Tumbitas de la Formación Guasasa.

Posteriormente, siguió un tiempo de sedimentación condensada o de no deposición, hasta secuencias escasas y poco representadas del Maastrichtiano (Alva-Valdivia *et al.*, 2001). Los depósitos del límite Cretácico / Paleógeno están representados por turbiditas con un espesor de 2m y se conocen como Formación Moncada (Tada *et al.*, 2003). Esta unidad sólo posee un pequeño afloramiento al oeste de Viñales.

2.2 Antecedentes

El primer antecedente a esta investigación data de mediados del siglo pasado. Hatten (1957) realiza un reporte sobre la geología de la Sierra de Los Órganos. En este estudio Hatten (*op. cit.*) reconoce la presencia de un importante banco carbonatado en el área y destaca la posible naturaleza de plataforma para este banco calcáreo. Posteriormente Seiglie (1961) realiza un estudio geológico sobre toda la provincia de Pinar del Río. En ese estudio hace un especial énfasis en el aspecto microfacial de las rocas calcáreas de la provincia. Este autor encuentra pocos fósiles esqueléticos que ayuden a esclarecer la edad del banco carbonatado San Vicente. Por tal razón hace una zonación con base en la clasificación del contenido peloidal de las microfacies. Su resultado es una zonación con base en el género *Favreina*.

Herrera (1961) realiza la definición de la Formación Guasasa en las rocas calcáreas mesozoicas de la Sierra homónima. Herrera (*op. cit.*) también define el miembro basal de la Formación Guasasa denominándolo como Miembro San Vicente para el cual define al estratotipo dentro de la Sierra de Viñales. Este autor también define el Miembro Tumbadero como parte de los elementos superiores de la Formación Guasasa.

En 1971 Khudoley y Meyerhoff publican un artículo que trata sobre las peculiaridades de la complicada geología de las Antillas Mayores. En dicha publicación, estos autores reconocen la existencia de un banco carbonatado (San Vicente) en el norte de Cuba cuya sedimentación representaría una amplia plataforma carbonatada del mesozoico.

Posteriormente, en 1972 Housa y de la Nuez publican un artículo con relación a los hallazgos de ammonites en la Hacienda El Americano. En este artículo, también definen al Miembro El Americano como la parte media – alta de la Formación Guasasa. La edad de los ammonites del Miembro El Americano indicó una edad titoniana para esta unidad. De igual manera, estos autores definen el Miembro Tumbitas como la parte superior de la Formación Guasasa y redefinen al miembro Tumbadero, originalmente descrito por Herrera (1961) como las rocas calizas entre el Miembro El Americano y el Miembro Tumbitas.

Housa (1974), en una publicación especial sobre la bioestratigrafía y paleontología de la provincia de Pinar del Río, reafirma la edad titoniana del Miembro El Americano con base en la bioestratigrafía de los abundantes ammonites encontrados.

Pszczolkowski (1978, 1987) publica un trabajo que abarca la litoestratigrafía, facies, microfacies y paleogeografía de la secuencias de Guaniguanico. En este trabajo Pszczolkowski trata sobre la Formación Guasasa y sus diversos miembros que la componen. El autor hace un especial énfasis en el estudio del Miembro San Vicente (Banco San Vicente). Este banco carbonatado somero es estudiado mediante láminas delgadas para el análisis microfacial y micropaleontológico. Los grupos de facies reportados para dicho miembro, en orden estratigráfico son: micritas con coprolitos, pelesparitas, oomicritas y oosparitas, bioesparitas, biomicritas, calizas oncolíticas, intraoosparitas e intrabioesparitas

Pszczolkowski (1981) realiza un trabajo relacionado con el banco carbonatado de la Sierra de Los Órganos en el que dicho elemento es considerado como el Miembro San Vicente de la Formación Guasasa. Este autor concluye que el banco carbonatado tenía una extensión de 70 a 125Km por 120Km de superficie. En este mismo estudio, este autor estudia las calizas que sobreyacen al banco carbonatado concluyendo con base en el contenido paleontológico que la sedimentación calcárea poco profunda termina hacia el Titoniano inferior.

En 1987 se publican los resultados micropaleontológicos más importantes para la Formación Guasasa (de la Torre, 1987), se concluye que las calizas gruesas no estratificadas del Miembro San Vicente contienen pocos microfósiles y los pocos encontrados no son buenos indicadores cronoestratigráficos. La edad de esta unidad se asume como kimmeridgiana por las posiciones litoestratigráficas de la unidad. Para el Miembro El Americano se asume una edad titoniana con base en trabajos previos de bioestratigrafía de ammonites realizados por Housa y de la Nuez (1972) y Housa (1974). Para el Miembro Tumbadero se corroboró la existencia de asociaciones de calpionélidos que permitieron datar la parte superior del miembro como del Cretácico Inferior (Berriasiano).

Uno de los estudios más recientes para el área de estudio corresponde a Alva-Valdivia *et al.*(2001). Estos autores presentan datos paleomagnéticos para tratar de aclarar las edades de varias formaciones y miembros de la Cordillera de Guaniguanico. Mucha de la justificación de este trabajo recae en que varias unidades litoestratigráficas no contienen abundantes fósiles u otros indicadores que aporten una edad concisa. Los autores concluyen que la secuencia de la Sierra de Los Órganos abarca de la anomalía magnética CM29 a la C24 (Jurásico Medio al Paleógeno). La polaridad magnética del Miembro San Vicente, Miembro El Americano y Miembro Tumbadero resultó mixta. Con base en datos paleontológicos y estratigráficos, los autores correlacionan los crones CM23r y CM23n con el Miembro San Vicente, el cron CM22Ar con el Miembro El Americano y el cron CM17r con el Miembro Tumbadero.

2.3 Justificación

Las rocas de la Formación Guasasa son muy homogéneas en sus características litológicas. La gran mayoría de las rocas presentes son calizas con una coloración monótona que va del gris al negro (Furrazola-Bermúdez, 1997). A pesar de que la evolución de sus facies representan ambientes bien diferenciados, la variabilidad macroscópica y textural de las mismas es poca o nula (Pszczolkowski, 1981). Aún cuando esta unidad litoestratigráfica registra la transición entre el Jurásico y el Cretácico en el occidente de Cuba, destaca la escasez de trabajos de índole sedimentológico y micropaleontológico que sobre sus facies se han hecho. Por tales razones en este trabajo de investigación se planteó y realizó un extensivo estudio estratigráfico y un detallado análisis de microfacies que permitirá entender las condiciones paleoambientales prevalecientes durante el depósito de estos sedimentos. Un análisis de microfacies detallado como el aquí realizado aporta al entendimiento de las condiciones de sedimentación prevalecientes a través de la transición Jurásico – Cretácico en un contexto local.

3. OBJETIVOS

3.1 Objetivo general

Interpretar los cambios paleoambientales durante la transición Jurásico -Cretácica registrados en rocas carbonatadas de la Formación Guasasa de una sección estratigráfica de la localidad Rancho San Vicente, Provincia de Pinar del Río, Cuba, por medio de un análisis de microfacies.

3.2 Objetivos particulares

- Establecer las variaciones paleoambientales representadas por los cambios de litologías presentes desde el techo del Miembro San Vicente, la totalidad del Miembro El Americano y la parte basal del Miembro Tumbadero de la Formación Guasasa.
- Dilucidar los posibles cambios eustáticos registrados en la sucesión de facies estudiada con base en la Ley de Johannes Walther (Middleton, 1973).
- Aportar datos adicionales al estudio de la evolución geológica del oeste de Cuba.
- Interpretar el contenido fósil de las facies a través de la sección estudiada desde un punto de vista paleoambiental.
- Establecer la edad aproximada de los eventos sedimentarios registrados con base en el significado biocronoestratigráfico de los calpionélidos (Protozoa, *Incertae sedis*) de las facies profundas.

4. ASPECTOS METODOLÓGICOS

4.1 Sitio de estudio

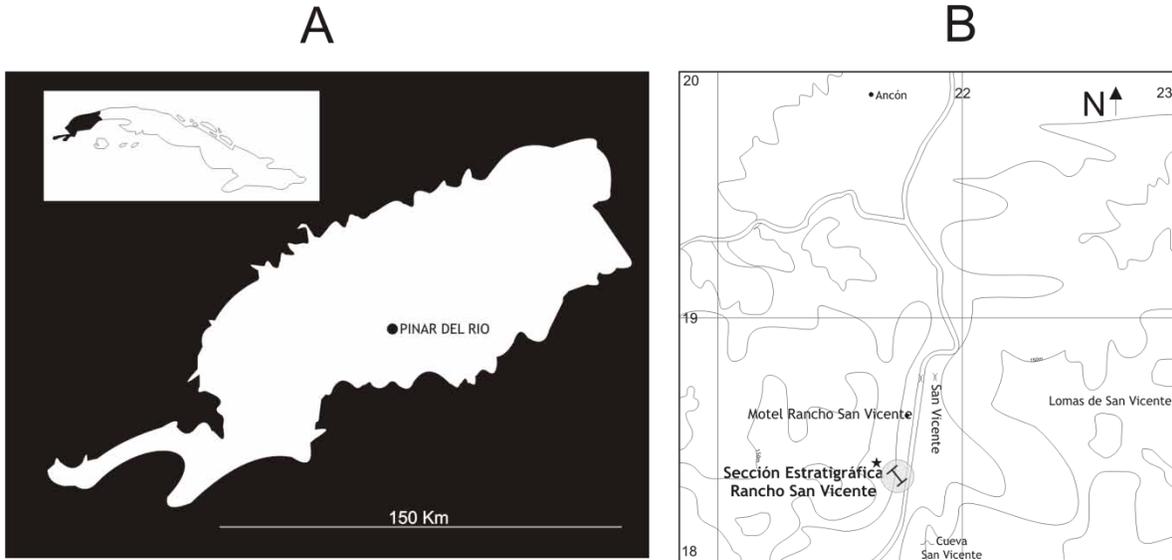


FIG 4.1 El esquema A muestra un mapa de la isla de Cuba (Antillas Mayores) donde se destaca la posición geográfica de la Provincia de Pinar del Río. El esquema B muestra la posición fisiográfica de la Sección Rancho San Vicente dentro de una porción del mapa topográfico de la Provincia de Pinar del Río, Cuba.

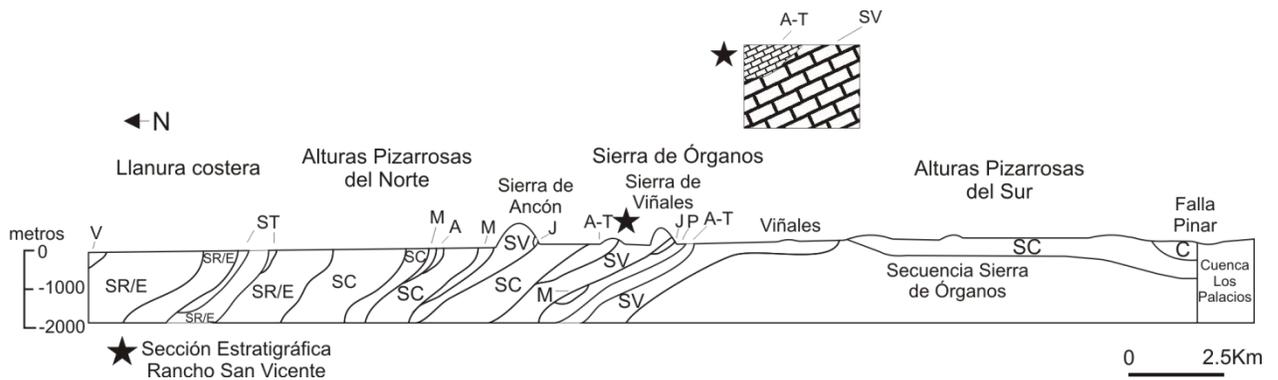


FIG 4.2 Perfil geológico de la porción centro – oeste de la Provincia de Pinar del Río. En la figura se ilustra la ubicación tectónica de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente. Depósitos: SR / E (Sierra del Rosario – Esperanza), ST (Formación Santa Teresa), SC (Formación San Cayetano), M (Formación Manacas), A (Formación Artemisa), SV (Miembro San Vicente de la Formación Guasasa), A – T (Miembros El Americano, Tumbadero y Tumbitas de la Formación Guasasa), P (Formación Pons), C (Cinturón Cangre), V (Rocas volcánicas Bahía Honda). Modificado de Cobiella-Reguera *com. pers.*

La sección estratigráfica motivo de este estudio se localiza en el Rancho San Vicente dentro de la Provincia de Pinar del Río en la porción más occidental y septentrional de la isla de Cuba (Figura 4.1A). Las coordenadas geográficas son 22° 40' 08" N y 83° 42' 28" E (Figura 4.1B). La Sección Estratigráfica Rancho San Vicente está comprendida dentro de la Sierra de Los Órganos en el complejo tectónico de la Cordillera de Guaniguanico (Figura 4.2).

4.2 Sistemas de estudio

4.2.1 Sistemas geológicos.

A) Formación Guasasa

La Formación Guasasa fue definida por Herrera (1961) quién determinó su localidad tipo en la Sierra La Guasasa. Con anterioridad Hatten (1957) había llamado a este conjunto de rocas como la Formación Viñales. Esta unidad litoestratigráfica no fue aceptada ya que también existía un grupo con el mismo nombre (Grupo Viñales).

La litología de la formación consiste de roca caliza. Dichas calizas pueden encontrarse de forma masiva o en forma estratificada. La coloración es oscura con tonos grises y negros. La formación contiene cierto grado de dolomitización. Existen nódulos de pedernal hacia la base de la unidad e intercalaciones de silicita en la parte superior. La roca caliza presenta una heterogeneidad marcada en el análisis de sus microfacies. En algunas secciones aparece una brecha hacia la base de la formación (Pszczolkowski, 1987).

La edad de la Formación Guasasa se establece en el lapso del Oxfordiano superior al Cenomaniano o Turoniano? (Pszczolkowski, 1987). Cabe destacar que esta formación sólo aflora en la Sierra de Los Órganos con un espesor variable entre 300 y 800m. La Formación Guasasa se subdivide en varios miembros que a continuación se describen en orden estratigráfico (Figura 4.3).

Miembro San Vicente: Este miembro es reconocido por Herrera (1961) y representa la parte basal de la Formación Guasasa. La sección tipo se localiza en el margen este de la Sierra de Viñales. Su litología consiste de micritas,

calclutitas, calcarenitas y calciruditas con coloración que va del gris claro al negro. Estas calizas son masivas con eventuales estratos gruesos (0.8 a 3m). Este miembro contiene partes dolomitizadas de forma parcial o total. En afloramiento se observa un proceso agudo de carsificación. Otro rasgo distintivo de este miembro es la presencia de nódulos y lentes de pedernal con coloración grisácea y negra. A la base del banco se encuentra a menudo una brecha calcárea sedimentaria (Hatten 1967) que está tectónicamente deformada. Texturalmente, las calizas de la base son de grano fino, mientras que hacia la cima estas presentan una textura más gruesa. Pszczolkowski (1981) propone que estas variaciones texturales se deben a la variación de la turbidez la cual es explicada por una disminución gradual del nivel del mar, junto con el hecho de que existía una alta tasa de depósito sobre la tasa de subsidencia. El contenido fosilífero de las rocas de este miembro consiste en algas (Codiacea, Coralinacea, Cyanophyta, Solenoporacea y Dasycladacea), bivalvos, gasterópodos, radiolas de equinodermos y foraminíferos bentónicos (Textulariidae). Las estructuras sedimentarias, el contenido microfacial y la escasez de fauna indican que el Miembro San Vicente fue depositado en un ambiente restringido poco profundo. Sin embargo Pszczolkowski (*op. cit.*) asume que el banco no pudo haber sido una estructura arrecifal ya que nunca se encontraron las facies biolíticas *sensu* Folk. La edad se ha asignado con base en la posición litoestratigráfica del miembro y se reconoce como del Oxfordiano tardío al Titoniano temprano. El espesor del miembro varía de 300 a 650m (Pszczolkowski, 1987).

Miembro El Americano: Este miembro fue reconocido por Housa y de la Nuez (1972) como parte de la estructura media - superior de la Formación Guasasa, inmediatamente por arriba del Miembro San Vicente. La sección tipo se localiza en la Hacienda El Americano en el margen este de la Sierra de Los Órganos. Su litología consiste de calizas grises o negras granulares bien estratificadas con intercalaciones esporádicas de calizas margosas. La potencia de los estratos varía de 0.05 a 1m. Otro rasgo distintivo de este miembro es la presencia de diferentes niveles de dolomías y calizas dolomíticas (Pszczolkowski, 1987). El contenido paleontológico está representado por ammonites, braquiópodos, gasterópodos y

bivalvos. En la parte media y alta existen microfósiles de facies profundas como *Saccocoma*, radiolarios y calpionélidos de los géneros *Crassicolaria*, *Chitinoidea* y *Calpionella* (Kreisel y Furrázola-Bermúdez, 1971; Puszczolkowski, 1978). La edad de este miembro se ha definido con base en ammonites (Housa y de la Nuez, 1972; Housa, 1974) y es aparentemente titoniana. Se ha asumido que el ambiente de deposición corresponde a la parte nerítica y a la porción más alta de la zona batial. La proliferación de los organismos pelágicos indica una profundización de la cuenca hacia el final del Jurásico.

Miembro Tumbadero: El miembro Tumbadero también fue reconocido por Herrera (1961). Sin embargo, fue redefinido por Housa y de la Nuez (1972) quienes incluyeron en él a todas las calizas comprendidas entre el Miembro El Americano y el Miembro Tumbitas. La litología del miembro consiste de calizas micríticas laminadas bien estratificadas con abundantes calpionélidos e intercalaciones de pedernal negro de origen biogénico o radiolaritas. La fauna de ammonites es escasa y sólo se ha ocupado para fechar la parte basal del miembro, la cual, con base en los registros de estos fósiles índice se asume como de edad titoniana (Myczynski en Puszczolkowski, 1975).

Miembro Tumbitas: Estratigráficamente este miembro es definido como las rocas suprayacentes al Miembro Tumbadero (Housa y de la Nuez, 1972). La localidad tipo se encuentra en la Hacienda El Americano. Su litología consiste de calizas micríticas compactas de coloración gris clara, bien estratificadas. Un rasgo distintivo de este miembro lo representan las intercalaciones de rocas más oscuras y abundantes rastros de bioturbación. La fauna de ammonites es muy escasa y mal preservada (Puszczolkowski, 1987). Con base en la asociación de calpionélidos, el rango de edad del Miembro Tumbitas se asume como del Berriasiano tardío al Hauteriviano temprano. Los depósitos de este miembro han sido registrados en las unidades Viñales e Infierno. En la sección tipo su espesor es de 30 a 40m aunque en otras secciones puede alcanzar hasta los 80m (Puszczolkowski, 1987).

Miembro Infierno?: Esta unidad es propuesta por Myczynski y Pszczolkowski (Pszczolkowski, 1975) para definir a un grupo de calizas grises con abundantes foraminíferos planctónicos y silicitas negras con abundantes radiolarios de la parte mas alta de la Formación Guasasa. El estratotipo del miembro se localiza al norte de la carretera entre las localidades Pons y Viñales. El espesor del miembro es homogéneo y es de alrededor de 50m (Pszczolkowski, 1987). El miembro casi no registra ammonites y los que se encuentran están muy mal preservados. La sistematización de los foraminíferos planctónicos permitió sentar un marco biocronológico de edad albiana – turoniana inferior. Sin embargo al no haber más calpionélidos se infiere que la edad del miembro va del Hauteriviano? al Turoniano inferior (Myczynski y Pszczolkowski en Pszczolkowski, 1975). El miembro sólo aflora en la sección Viñales y la sección Infierno (Pszczolkowski, 1987).

SISTEMA	Piso	Secuencias de Sierra de Órganos	
		Formaciones	Miembros
CRETÁCICO	Albiano - Aptiano	PONS	Infierno
	Barremiano - Hauteriviano		
	Valanginiano	GUASASA	Tumbitas
	Berriasiano superior inferior		Tumbadero
JURÁSICO	Titoniano superior medio inferior		El Americano
	Kimmeridgiano - Oxfordiano superior		San Vicente

FIG 4.3 Formación Guasasa incluyendo la división de sus miembros constituyentes. Modificado de Pszczolkowski 1987.

4.2.2 Sistemas biológicos.

Calpionélidos

Phylum Protozoa (*Incertae sedis*)

Los calpionélidos son microfósiles con testas en forma de urna que se presentan abundantemente en las calizas marinas pelágicas de grano fino. Estos microorganismos ocurren especialmente en las regiones del mar de Tetis del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior. La testa de los calpionélidos se conoce como lorica, es fibroradial calcítica y mide entre 45 y 150 μm . Las diferentes especies de estos organismos son reconocidas por las diferencias de la abertura y collar de la lorica. Estas sutiles diferencias sólo pueden ser apreciadas en secciones axiales (Bignot, 1994) (Figura 4.4). La amplia distribución geográfica y la rápida evolución hacen de los calpionélidos una herramienta práctica en la bioestratigrafía (Armstrong y Brasier, 2005). Los calpionélidos eran organismos que se asociaban muy frecuentemente con coccolitos, radiolarios y foraminíferos planctónicos, de ahí la inferencia de sus hábitos pelágicos (Bignot, 1994).

Las determinaciones sistemáticas de los calpionélidos mencionados en este estudio fueron realizadas por la micropaleontóloga Silvia Blanco del Centro de Investigaciones del Petróleo de Cuba.

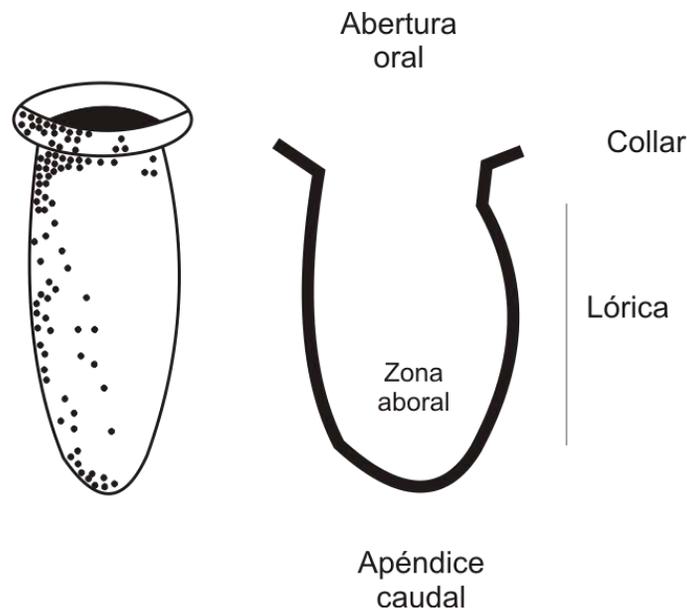


FIG 4.4 Morfología reconstruida y sección longitudinal de un modelo de calpionélido. Los criterios diagnósticos son la morfología del collar, el tipo de polo aboral, la forma y las dimensiones de la lorica. Imagen modificada de Brasier, 1980.

4.3 Métodos

La presente investigación se llevó a cabo dentro del marco de actividades del Proyecto de Intercambio Académico Internacional: *Comparación de las facies Cretácicas del Occidente de Cuba y el Noreste de México y sus implicaciones paleogeográficas*, parcialmente financiado por la Coordinación de la Investigación Científica de la UNAM y la Universidad de Pinar del Río, Cuba. Otra parte fundamental del financiamiento de esta investigación se obtuvo de fondos del Proyecto PAPIIT IN107106-3 *Bioestratigrafía de ammonites y variaciones de litofacies en secuencias estratigráficas del Barremiano-Albiano (Cretácico Inferior) del Noreste de México y sus correlaciones con Cuba*.

Los métodos empleados en este trabajo pueden dividirse en dos aspectos fundamentales: Trabajo de Campo y Trabajo de Laboratorio y Gabinete.

Trabajo de Campo:

Este se realizó en la localidad Rancho San Vicente, en la Sierra de Los Órganos, Provincia de Pinar del Río, en el occidente de Cuba entre Diciembre de 2006 y Diciembre de 2007. Dicho trabajo de campo lo realizaron el Dr. Ricardo Barragán Manzo de la Universidad Nacional Autónoma de México y el Dr. Jorge Luis Cobiella Reguera de la Universidad de Pinar del Río, Cuba, ambos responsables del proyecto de intercambio académico internacional antes mencionado.

En primer lugar, con la ayuda de mapas geológicos de la región, se eligió la sección estratigráfica a estudiar con base en los objetivos de esta investigación y se hicieron anotaciones generales sobre la localidad, tales como el bosquejo de localización, las coordenadas específicas y rasgos litológicos generales de la sección estratigráfica. Todos estos rasgos fueron documentados en un registro fotográfico de la sección. Posteriormente se hizo el trabajo estratigráfico básico el cual consistió de la medición a detalle de la sección estratigráfica a estudiar. La medición de los espesores de cada estrato individual se llevó a cabo con la ayuda de una cinta métrica y comprendió niveles aflorantes del techo del Miembro San Vicente, la totalidad del Miembro El Americano y el nivel basal del Miembro

Tumbadero de la Formación Guasasa. Cada estrato en afloramiento se marcó por separado con un número de control y se describieron a detalle sus características litológicas. Posteriormente, de cada uno de los niveles estratigráficos se procedió a tomar muestras de roca de aproximadamente 5cm³ para su posterior procesamiento en el laboratorio y su análisis.

Trabajo de Laboratorio y Gabinete:

Esta fase de la investigación consistió en la revisión detallada de la bibliografía existente sobre el tema y área de estudio, y en el tratamiento e interpretación de los datos y muestras obtenidas en la fase de trabajo de campo.

A este respecto, los datos de campo se ordenaron en una columna estratigráfica a escala, resaltando las unidades litoestratigráficas muestreadas, espesores y litologías de los estratos individuales dentro de dichas unidades, así como la ubicación de las muestras obtenidas. Dicha columna estratigráfica se ilustra en el apartado de litoestratigrafía en los resultados de esta tesis.

Las muestras de roca fueron preparadas en secciones petrográficas delgadas de 2.6 x 7.6cm para su análisis microfacial. Una vez elaboradas, las láminas delgadas fueron estudiadas con la ayuda de un microscopio petrográfico Olympus BX60 y fotografiadas con una cámara digital Olympus DP12 en el Laboratorio de Microscopía Francisco Fabregat del Instituto de Geología de la UNAM. Cada muestra fue cuidadosamente estudiada poniendo especial atención a diversas características petrográficas como son la textura, porcentaje y naturaleza de aloquímicos, ortoquímicos, radios de distribución (Baccelle y Bosellini, 1965), contenido fosilífero y rasgos diagenéticos. Con esta información, las rocas en lámina delgada fueron clasificadas con base en las clasificaciones propuestas por Dunham (Dunham, 1962; Embry y Klovan, 1971) y Folk (1959, 1962).

Una vez que las muestras habían sido debidamente caracterizadas y clasificadas, se procedió a interpretarlas desde un contexto deposicional y paleoambiental con base en las microfacies estándar (SMF) propuestas por Flügel (1972, 1982, 2004) y en sus asignaciones a una de las zonas de facies propuestas por Wilson (1975)

según lo marcan los análisis de microfácies tradicionales. De este modo, las interpretaciones deposicionales y paleoambientales representan el marco principal para la realización de esta investigación de tesis.

5. RESULTADOS

5.1 Litoestratigrafía de la Sección Rancho San Vicente

Mediante el trabajo de campo previamente descrito, la Sección Estratigráfica del Rancho San Vicente pudo ser medida a detalle para conocer sus dimensiones exactas en el afloramiento estudiado. La sección estratigráfica cuenta con un espesor total de 45.35m y corresponde a rocas de los tres primeros miembros de la Formación Guasasa, a saber, el techo del Miembro San Vicente, la totalidad del Miembro El Americano y el estrato basal del Miembro Tumbadero. La litología generalizada consiste principalmente de una alternancia de calizas a través de toda la sección con intercalaciones terrígenas, especialmente hacia la parte media.

Como resultado del trabajo de campo, se reconocieron 123 niveles estratigráficos con base en sus características litológicas (Figura 5.1) y de los cuales se obtuvieron 86 muestras de roca. Todas estas muestras comprenden rocas carbonatadas propias para un análisis microfacial.

Los rasgos litológicos generales reconocidos en la sección estratigráfica estudiada, pueden ser divididos por miembros como sigue:

Miembro San Vicente

La parte aflorante del Miembro San Vicente en esta sección estratigráfica mide 20m y está representada por rocas calizas con estratificación masiva correspondientes al techo de la unidad (Figura 5.1). De este miembro se reconocieron 18 niveles litológicos de los cuales se han obtenido láminas delgadas para su análisis.

Miembro El Americano

El paquete rocoso reconocido como Miembro El Americano en la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente tiene un espesor de 25.15m de los cuales, 1.5m hacia su base se encuentran cubiertos por vegetación por lo que no pudieron

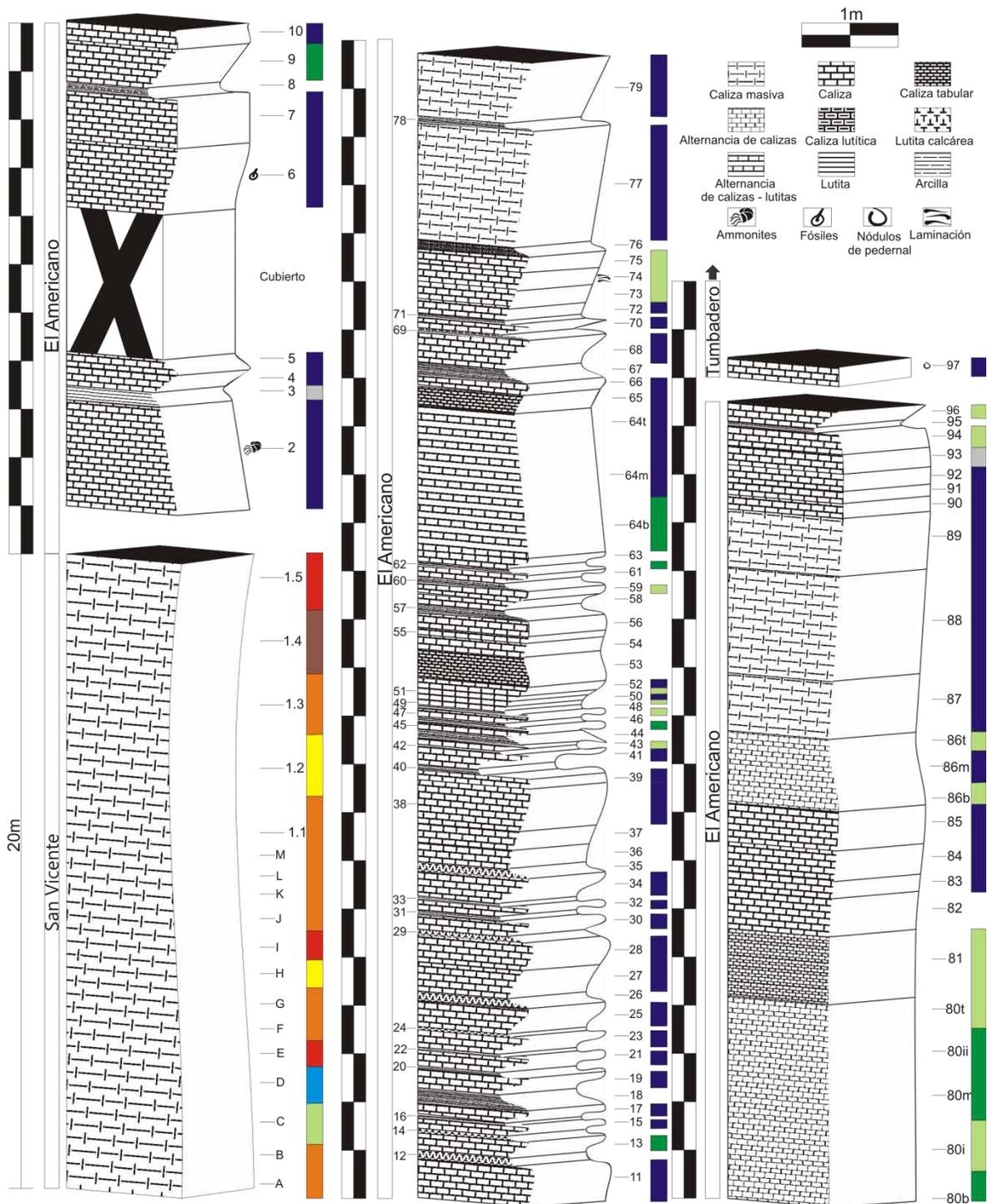


FIG 5.1 Columna estratigráfica de la sección Rancho San Vicente, Sierra de Los Órganos, Pinar del Río, Cuba. La columna hace especial énfasis a los cambios litológicos a través de la secuencia de la Formación Guasasa medida para este estudio. En la figura también se muestran la asignación y disposición de los niveles estratigráficos reconocidos y la ubicación de las muestras obtenidas para el análisis de microfacies de este estudio. El gráfico también ilustra las facies propuestas en este estudio, además de su distribución a través de toda la secuencia. Facies de la Sección Rancho San Vicente: MF-RI (Microfacies rudstone

intraclástico CAFÉ), MF-M (Microfacies mudstone ROJO), MF-PGP (Microfacies packstone / grainstone de peloides ANARANJADO), MF-PGO (Microfacies packstone / grainstone de ooides AMARILLO), MF-PGPF (Microfacies packstone / grainstone peloidal y fosilífero VERDE OBSCURO), MF-WMPF (Microfacies wackestone / mudstone peloidal y fosilífero VERDE CLARO), MF-WI (Microfacies wackestone intraclástico AZUL CLARO), MF-WMF (Microfacies wackestone / mudstone fosilífero AZUL OBSCURO), MF-DC (Microfacies dolomía calcárea GRIS).

ser caracterizados litológicamente. La litología generalizada del Miembro El Americano consta de calizas que varían de estratificadas a masivas y pueden presentarse en alternancias de estratos gruesos y delgados o bien como calizas lutíticas. Es importante destacar que hacia la parte media del miembro son abundantes las intercalaciones terrígenas, las cuales aparecen rítmicamente entre los niveles calcáreos. Dichas alternancias terrígenas consisten de capas de lutitas calcáreas, lutitas y arcillas.

En cuanto al contenido macropaleontológico es importante resaltar que hacia la base del miembro se han podido encontrar fragmentos de ammonites y de otros organismos fósiles sin identificar.

Para el Miembro El Americano se reconocieron 105 niveles litológicos (Figura 5.1) de los cuales se obtuvieron 67 láminas delgadas para el análisis de microfacies.

Miembro Tumbadero

Del Miembro Tumbadero en la sección estratigráfica estudiada solo se midió y estudió un pequeño paquete de roca que representa el nivel basal de la unidad (Figura 5.1). La dimensión de esta capa de roca es de 0.2m y litológicamente consiste de roca caliza con nódulos de pedernal, rasgo distintivo del Miembro Tumbadero. De este nivel litológico de referencia también se obtuvo la correspondiente lámina delgada para el análisis de microfacies.

5.2 Facies de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente

Con base en el análisis microfacial se han podido caracterizar nueve asociaciones de microfacies a través de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente. Los paquetes de facies pueden ser puntuales o pueden aparecer de manera intermitente a través de la secuencia.

A continuación se detallan los aspectos texturales y composicionales de cada uno de estas asociaciones de facies:

1. Microfacies MF – PGP (Figura 5.2):

Este paquete de microfacies está conformado por rocas calizas granosoportadas del tipo packstone y grainstone de peloides.

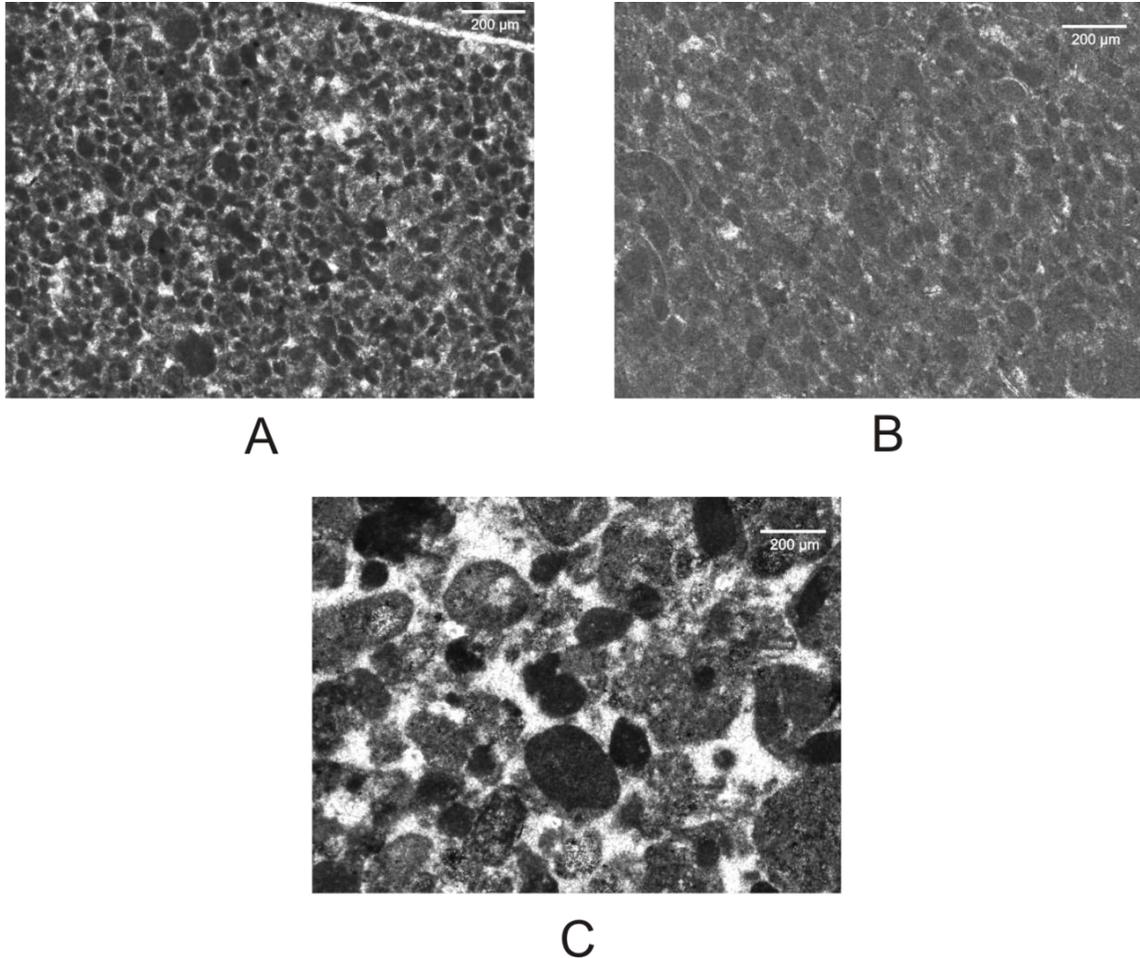


FIG 5.2. Fotomicrografías de facies típicas de la asociación microfacial MF – PGP. A) Packstone peletífero – peloidal con algunas vetillas. La matriz contiene tanto micrita como microesparita. Muestra 1.1 en la columna estratigráfica. B) Packstone peletífero con abundantes pelecípodos y raros peloides. La muestra presenta un incipiente neomorfismo agradante. Muestra 1.3 en la columna estratigráfica. C) Grainstone peloidal – peletífero. Algunos peloides presentan una coloración más oscura lo que indica un enriquecimiento de materia orgánica. Muestra 9 en la columna estratigráfica.

Los fósiles contenidos en la asociación de bioclastos son en su mayoría restos de pelecípodos, foraminíferos bentónicos, equinodermos, gasterópodos y ostrácodos.

La asociación de facies MF – PGP se registra en 10 niveles estratigráficos (A, B, F, G, J, K, L, M, 1.1, 1.3) (Figura 5.1) cuyas potencias conforman un espesor total de 10.15m. Es el paquete de facies más grueso e importante del Miembro San Vicente y el segundo más importante de toda la sección estratigráfica. Cabe destacar que esta asociación de facies no se presenta de manera continua a través de su registro, sino que aparece cuatro veces y únicamente en rocas del Miembro San Vicente. El espesor de los estratos que lo conforman varía de 2m a 0.77m.

2. Microfacies MF – WI (Figura 5.3):

Caliza lodosoportada del tipo wackestone intraclástico. Los aloquímicos en su mayoría son intraclastos redondeados aunque también hay una presencia importante de peloides y bioclastos, de los que destacan abundantes organismos pelágicos, ostrácodos y pelecípodos. Esta asociación de microfacies es de una potencia reducida ya que sólo está registrado en el nivel estratigráfico D ubicado en facies del Miembro San Vicente (Figura 5.1) y cuyo espesor es de sólo 0.77m.

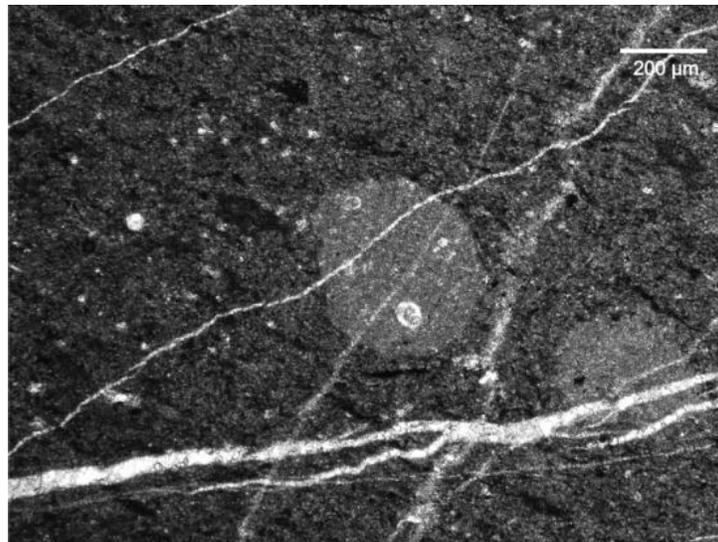


FIG 5.3 Fotomicrografía de la muestra D en la columna estratigráfica que representa la asociación de microfacies MF – WI. La roca es un wackestone intraclástico con frecuentes bioclastos. Los intraclastos contienen abundantes calpionélidos y presentan una textura diferente a la textura general de la matriz que los contiene. Se aprecian manchones negros de bitumen y redes de vetillas.

3. Microfacies MF – M (Figura 5.4):

Esta microfacies está conformada por un grupo de rocas lodosoportadas puras del tipo mudstone, con un contenido aloquímico del 1% o con un porcentaje menor. La roca es una micrita pura *sensu* Folk (1962). Dentro de este limitado porcentaje de aloquímicos es posible observar algunos bioclastos, especialmente restos de pelecípodos.

La microfacies MF – M se registra en tres niveles estratigráficos del Miembro San Vicente (E, I, 1.5) (Figura 5.1) y cuyos espesores varían de los 0.77m a los 2m.

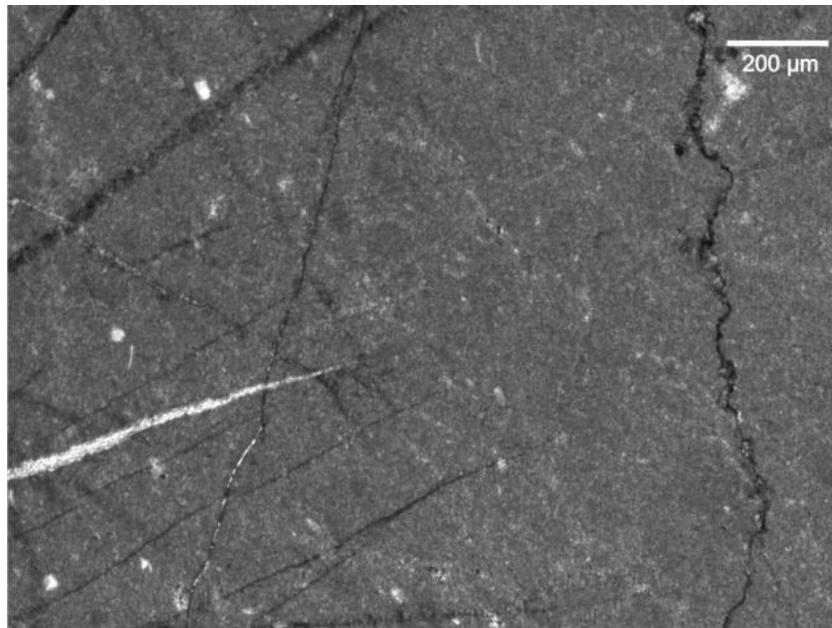


FIG 5.4 Fotomicrografía que muestra la textura típica de la microfacies MF – M. Se trata de un mudstone con un contenido aloquímico del 1%. Se reconocen vetillas así como microestilolitos. Muestra 1.5 en la columna estratigráfica.

4. Microfacies MF – PGO (Figura 5.5):

Asociación de microfacies conformado por calizas granosoportadas del tipo packstone / grainstone de ooides. Los ooides presentan principalmente una corteza micrítica y raramente una corteza radial. Los núcleos ooidales son en su mayoría peloides y escasamente bioclastos. Los peloides representan un contenido aloquímico importante junto con los cortoides, intraclastos y bioclastos.

El contenido fosilífero está representado por trazas de pelecípodos y foraminíferos bentónicos.

Esta microfacies sólo se aprecia en dos estratos del Miembro San Vicente (H, 1.2) (Figura 5.1) con espesores de 0.77m y 2m.

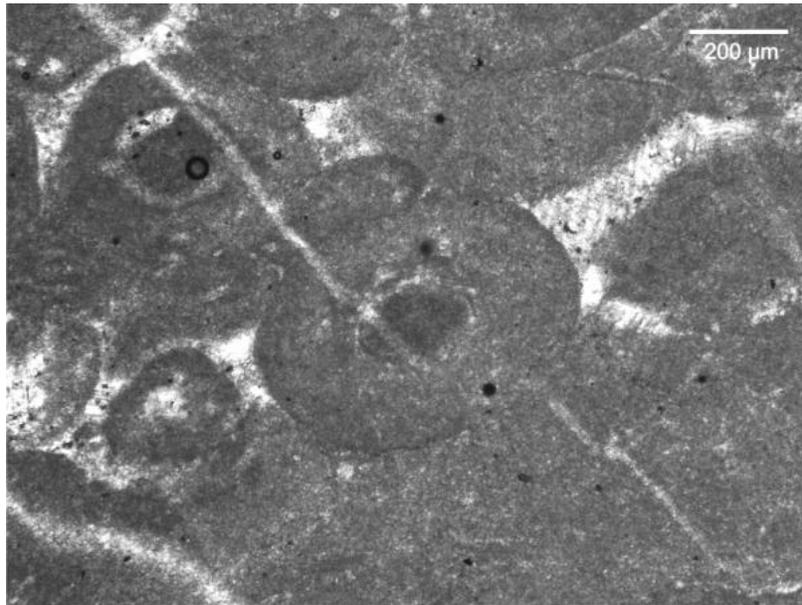


FIG 5.5 Fotomicrografía que muestra la textura característica de la microfacies MF – PGO. La facies corresponde a un packstone - grainstone de ooides. Los ooides presentan un núcleo de origen peloidal y su arreglo textural es claramente micrítico. Otros aloquímicos observables en estas facies son los peloides que en algunos casos se encuentran esparitizados. Otro rasgo distintivo de estas facies es la presencia de algunas vetillas. Muestra H de la columna estratigráfica.

5. Microfacies MF – RI (Figura 5.6):

Microfacies conformada por calizas granosoportadas con aloquímicos mayores a los 2mm en diámetro del tipo rudstone intraclástico. Esta facies también presenta bioclastos, pellets y peloides. Los bioclastos más comunes son restos de pelecípodos.

La microfacies MF – RI sólo aparece en un nivel estratigráfico del Miembro San Vicente (1.4) (Figura 5.1) y presenta un espesor total de 2m.

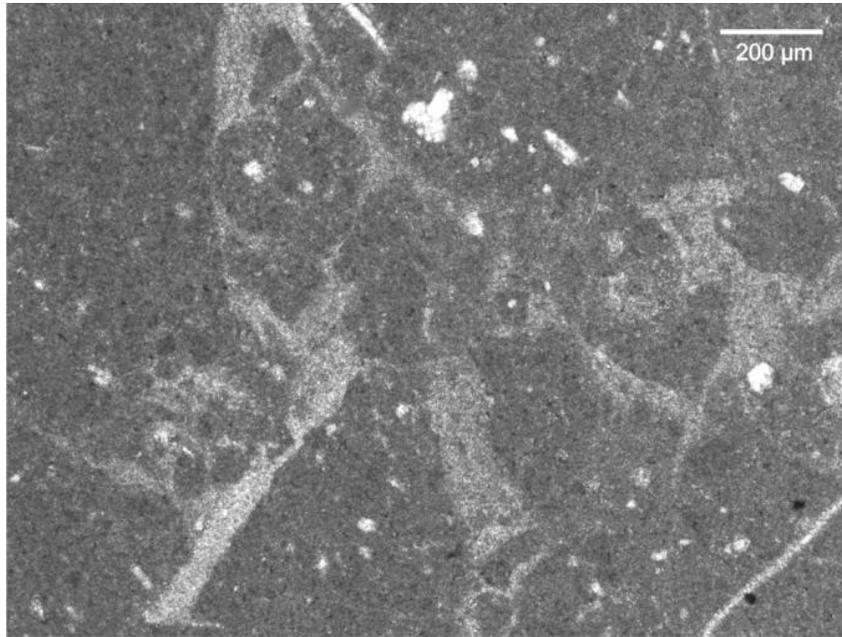


FIG 5.6 Fotomicrografía de un rudstone intraclástico de la Microfacies MF - RI. Los aloquímicos observables en la imagen son intraclastos micríticos con un alto grado de angulosidad. Estos intraclastos se encuentran rodeados de una matriz de microsparita. Se pueden observar algunas vetillas. Este tipo de facies es similar a una microbrecha calcárea. Muestra 1.4 de la columna estratigráfica.

6. Microfacies MF – WMF (Figura 5.7):

Microfacies del tipo wackestone / mudstone fosilífero con textura lodosoportada y abundantes bioclastos, intraclastos comunes y trazas de peloides y pellets. El contenido bioclástico está conformado por calpionélidos, radiolarios, amonitelas, sacocómidos, pelecípodos, calciesferas y foraminíferos plantónicos. Algunas características recurrentes dentro de estas microfacies son la presencia de materia orgánica, bitumen y laminación. La información de campo muestra claros rasgos de turbidez para este grupo de facies.

El grupo de facies MF – WMF es el más grande de toda la secuencia estratigráfica con un espesor total de 14.08m conformado por 43 niveles estratigráficos con espesores variables entre los 0.06m y los 1.20m. Los niveles estratigráficos de registro son: 2, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 15, 17, 19, 21, 23, 25, 27, 28, 30, 32, 34, 38, 39, 41, 50, 52, 64m, 64t, 65, 66, 68, 70, 72, 77, 79, 83, 84, 85, 86m, 87, 88, 89, 90, 91,

92 y 97 (Figura 5.1) lo que hace un total de doce apariciones a través de los miembros El Americano y Tumbadero.

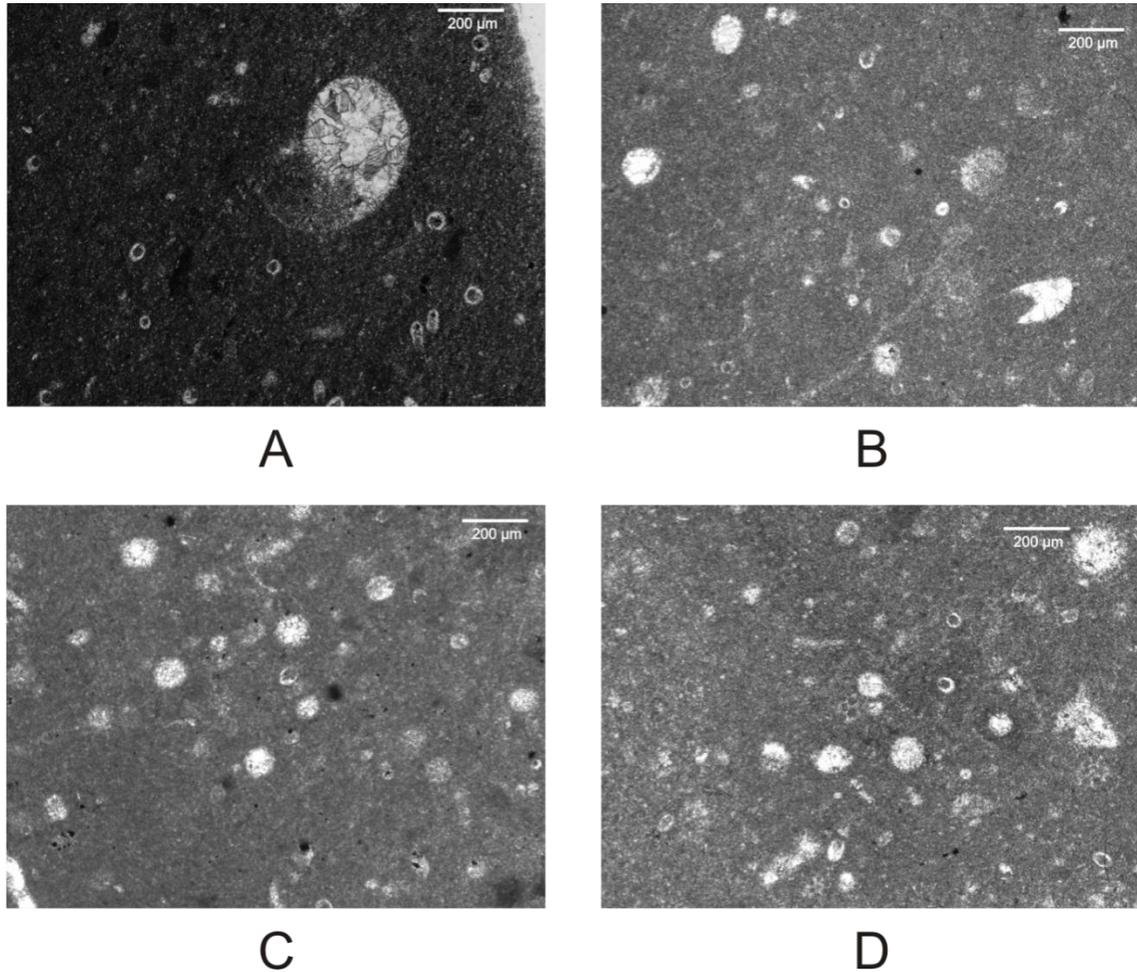


FIG 5.7 Fotomicrografías de microfacies representativas del asociación microfacial MF – WMF. A) Wackestone fosilífero en el que se aprecia una amonitela asociada a varios calpionélidos. Muestra 15 de la columna estratigráfica B) Wackestone fosilífero en el que radiolarios y calpionélidos se presentan en proporción similar. Muestra 79 de la columna estratigráfica. C) Mudstone fosilífero en el que se observan abundantes radiolarios recristalizados y algunos calpionélidos. Muestra 85 de la columna estratigráfica. D) Mudstone fosilífero con radiolarios y calpionélidos en un matriz micrítica. Muestra 7 de la columna estratigráfica.

7. Microfacies MF – WMPF (Figura 5.9):

Esta asociación de microfacies está conformado por calizas lodosoportadas del tipo wackestone y mudstone peloidal - fosilífero (biopelmicritas esparcidas *sensu* Folk). Estas facies se caracterizan por tener un contenido aloquímico dominante

en forma bimodal; abundan de igual manera los fósiles así como los peloides y pellets. Otros aloquímicos comunes son los intraclastos. Un rasgo distintivo de estas facies es que presentan manchones de bitumen y de materia orgánica.

La suma de las potencias de los registros de MF – WMPF es de 4.08m. El paquete está representado en 16 niveles estratigráficos (C, 43, 47, 49, 51, 59, 73, 74, 75, 80i, 80t, 81, 86b, 86t, 94 y 96) (Figura 5.1) cuyos espesores fluctúan entre los 0.77m y los 0.06m. Esta facies se registra en 11 ocasiones a través de la secuencia estudiada, en rocas de los miembros San Vicente y El Americano.

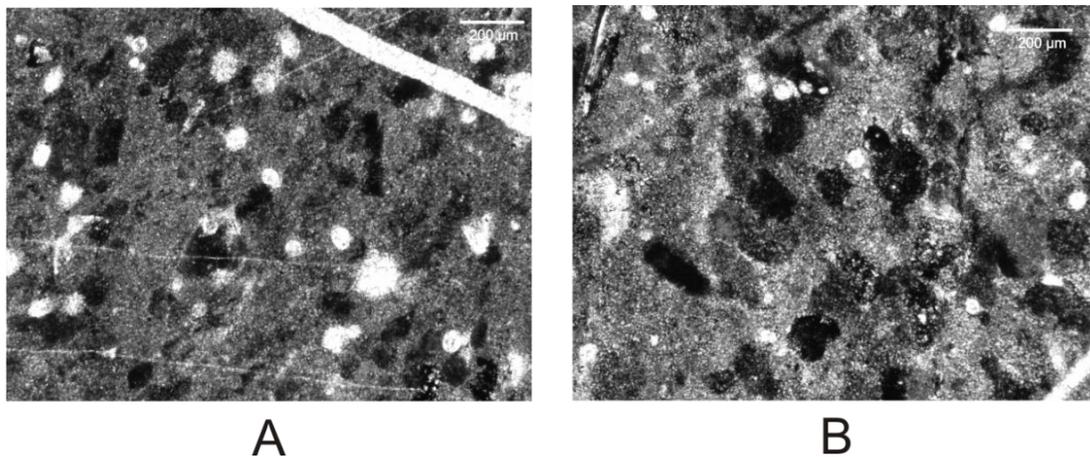


FIG 5.9 Fotomicrografías representativas de la microfacies MF – WMPF. A) corresponde a la muestra 96 de la columna estratigráfica e ilustra un wackestone peletífero - fosilífero con peloides comunes. Los pellets se muestran enriquecidos en materia orgánica. Los fósiles más comunes son los radiolarios aunque pueden encontrarse calcionélidos en mal estado de conservación. Se aprecia una vetilla en el margen superior derecho de la imagen. B) Wackestone peloidal – peletífero con frecuentes bioclastos, principalmente radiolarios. También en esta imagen se pueden apreciar algunas vetillas. Muestra 47 de la columna estratigráfica.

8. Microfacies MF – PGPF (Figura 5.10):

Esta microfacies la conforman calizas granosoportadas del tipo packstone y grainstone peloidales – fosilíferos. Otros aloquímicos presentes en menor proporción son los intraclastos y los cortoides. Los fósiles más comunes en estas facies son los calcionélidos, los radiolarios y restos de pelecípodos. También se observan en menor proporción amonitelas, ostrácodos y calciesferas.

Los registros de la microfacies MF – PGPF en conjunto representan un espesor total de 2.48m. Esta facies aparece en seis ocasiones en estratos del Miembro El Americano comprendiendo los niveles 9, 13, 45, 62, 64b, 86b, 80m, 80ii (Figura 5.1), cuyos espesores varían entre los 0.05m y los 0.50m.

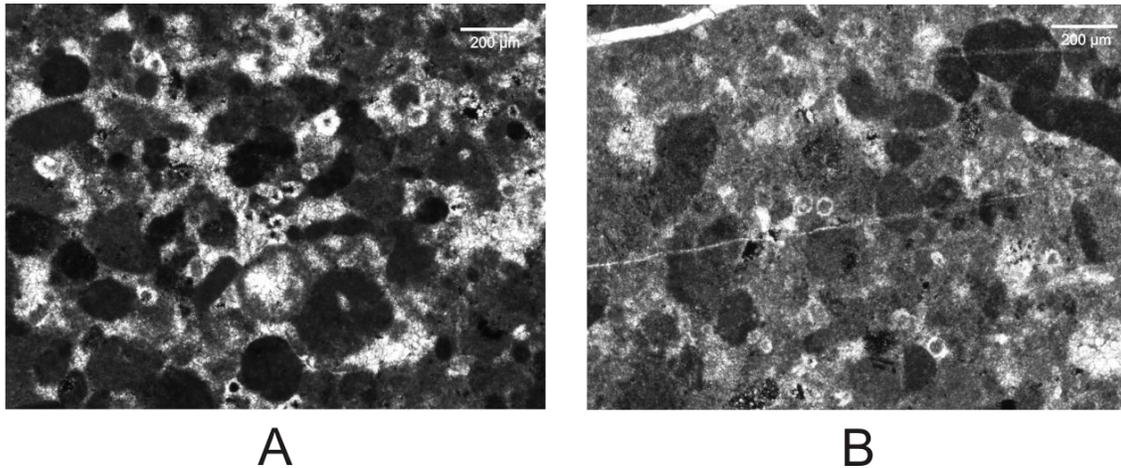


FIG 5.10 Fotomicrografías representativas de la microfacies MF – PGPF. A) Packstone peloidal – fosilífero con pellets comunes. Se puede apreciar en la imagen que los fósiles más abundantes son los calpionélidos. La matriz micrítica o microcristalina, se encuentra en proceso de neomorfismo agradante. Algunos peloides muestran algún grado de esparitización. Muestra 80b de la columna estratigráfica. B) Packstone / wackestone peloidal – fosilífero con pellets comunes. También en esta imagen se aprecia que los calpionélidos son los bioclastos más conspicuos. Se aprecian también finas vetillas. Muestra 64b de la columna estratigráfica.

9. Microfacies MF – DC (Figura 5.11):

Esta microfacies corresponde a una dolomía calcárea (carbonato cristalino *sensu* Dunham). El contenido dolomítico de la muestra se encuentra entre el 50 y el 90%, según puede apreciarse de observaciones directas en la lámina delgada. Mucha de la textura original está obliterada por la dolomita, cuyos cristales varían de eudrales flotantes en la matriz hasta mosaicos no planares. También es posible observar grandes concentraciones de materia orgánica.

Esta microfacies se registra solo en dos estratos del Miembro El Americano (3, 93) (Figura 5.1) cuyos espesores son 0.15m y 0.2m.

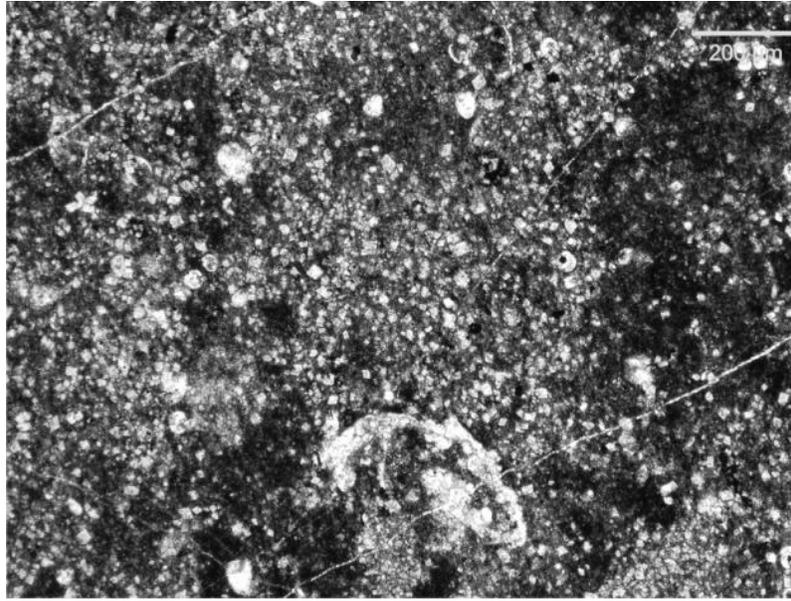


FIG 5.11 Dolomía calcárea representativa de la microfases MF – DC. La dolomitización oscurece los rasgos texturales originales de la facies. En este caso la dolomita se presenta en cristales eudrales flotando en una matriz micrítica. Se pueden apreciar fantasmas de bioclastos tales como bivalvos y algunos calpionélidos. De la imagen se puede apreciar que un rasgo diagenético adicional es la presencia de vetillas finas. Muestra 93 de la columna estratigráfica.

5.3 Marco biocronológico de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente con base en el registro de calpionélidos

5.3.1 Consideraciones sistemáticas.

El estudio bioestratigráfico de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente se basa fundamentalmente en la determinación de ejemplares de calpionélidos. La inferencia del rango de edad de la secuencia estratigráfica estudiada como Titoniano inferior o medio – Berriasiano superior, está sustentada por la presencia de especies índice tales como: *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu), *Crassicolaria intermedia* (Durand-Delga), *Crassicolaria parvula* Remane y *Calpionellopsis oblonga* Cadisch.

Phylum Protozoa (incertae sedis)

Superfamilia Calpionellidea Bonet, 1956

Familia Calpionellidae Bonet, 1956

Género *Calpionella* Lorenz, 1902

Calpionella alpina Lorenz, 1902

Figuras 5.12-A y 5.12-B

1902 *Calpionella alpina* Lorenz, 60, Lám. 9, Fig. 1.

1969 *Calpionella alpina* Lorenz; Borza, 82, Lám 70, Figs. 13-16; Lám. 71, Figs 1-16.

1971 *Calpionella alpina* Lorenz; Remane, Lám. 3. Figs. 1-2.

1975 *Calpionella alpina* Lorenz; Trejo, Lám 4, Figs. 1-2; Lám. 5, Fig. 1; Lám 8, Fig 8; Lám. 12, Figs. 5-14, 22-23, 33.

1976 *Calpionella alpina* Lorenz; Pop, Lám 1, Figs 14-15; Lám. 2, Figs. 1-3, 4?; Lám 3, Figs 1-3, 4?; Lám. 4, Figs. 1-3; Lám 5, Figs. 14-15.

1979 *Calpionella alpina* Lorenz, Azema *et al.*, Lám 14, Fig. 3.

1980 *Calpionella alpina* Lorenz; Jansa *et al.*, Lám 5, Figs. 1-4; Lám 7, Figs. 9-10.

1989 *Calpionella alpina* Lorenz; Olóriz y Tavera, Fig. 2 (6,8).

1995 *Calpionella alpina* Lorenz; Olóriz *et al.*, Lám. 1, Figs. 12-15.

Sinonimia no exhaustiva

Cápsulas hialinas globosas más o menos isométricas, alargadas o incluso deprimidas. Longitud = 100 - 48 μ ; anchura = 75 - 35 μ ; longitud / anchura < 1.3. Cuello cilíndrico de desarrollo variable. Polo aboral redondeado, subredondeado o suavemente ovalado.

Género *Tintinnopsella* Colom, 1948

Tintinnopsella carpathica (Murgeanu y Filipescu, 1933)

Figura 5.12-C

1933 *Calpionella carpathica* Murgeanu y Filipescu, 63, Fig. 1c.

1969 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu); Borza, 92, Lám. 78, Figs. 1 – 16; Lám. 79, Figs. 1 – 8.

1971 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu); Remane, Lám. 3, Figs. 11 – 12.

1975 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu); Trejo, Lám. 3, Fig 11; Lám 5, Figs. 19 – 20; Lám. 6, Fig. 3; Lám. 8, Figs. 1, 16; Lám. 9, Figs. 1, 5-6; Lám. 10, Fig. 10; Lám 12, Figs. 35-39; Lám. 16, Figs. 1-14.

1976 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu); Pop, Lám. 4, Figs. 8-9; Lám. 5, Figs. 5-8; Lám. 6, Figs. 5-6; Lám. 7, Fig. 10; Lám. 8, Figs. 10-11.

1976 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu); Vincent *et al.*, Lám. 5, Figs. 5-8.

1979 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu); Alleman y Remane, Lám. 8, Fig. 1.

1979 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu); Azéma *et al.*, Lám. 14, Fig. 7.

1986 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu); Manivit *et al.*, Lám. 4, Fig. 4.

1995 *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu y Filipescu); Olóriz *et al.*, Lám. 1, Figs. 20-23.

Sinonimia no exhaustiva

Cápsulas hialinas, acorazonadas, en forma de ánfora y más o menos alargadas. Cuello divergente. Apéndice caudal en corte axial. Longitud = 50-120 μ , anchura = 40-70 μ .

Género *Crassicolaria* Remane, 1962

Crassicolaria intermedia (Durand-Delga, 1957)

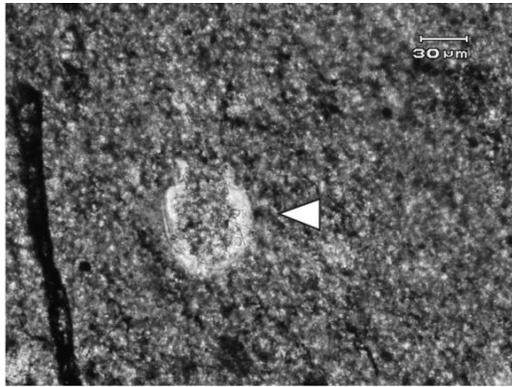
Figura 5.12-D

1957 *Calpionella intermedia* Durand-Delga, 167, Lám. 1, Figs. 2, 4.

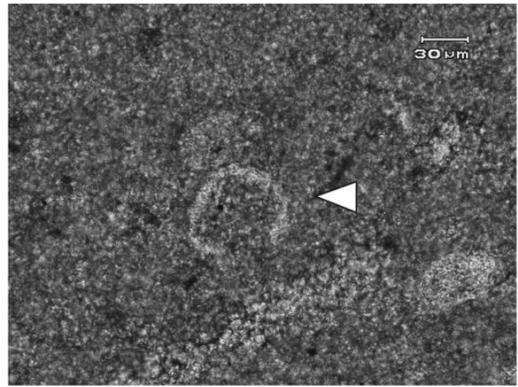
1969 *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga); Borza, 88, Lám. 74, Figs. 1-16.

1971 *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga); Remane, Lám. 3, Fig. 7.

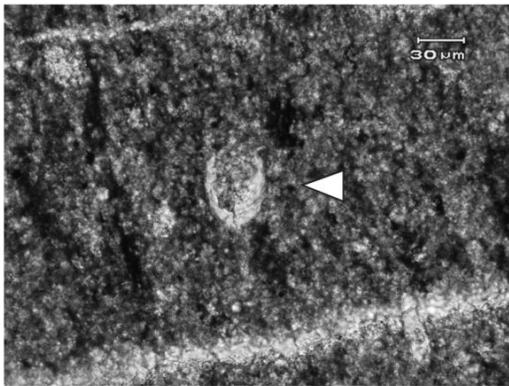
1976 *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga); Pop, Lám. 1, Figs. 1-2, 5; Lám. 2, Figs. 5-7.



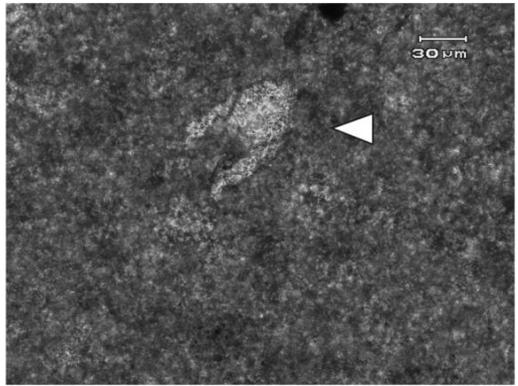
A



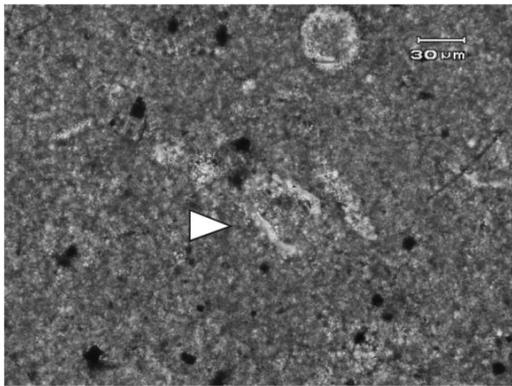
B



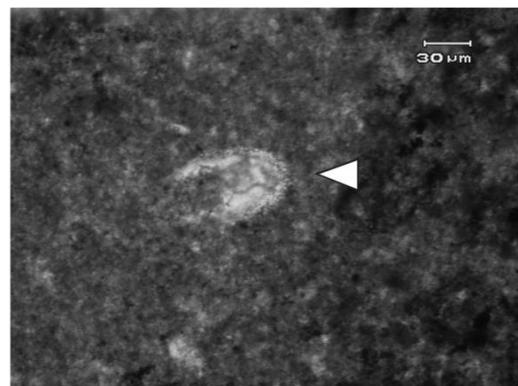
C



D



E



F

FIG 5.12 Calpionélidos índice de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente, Cuba. Imagen A: *Calpionella alpina* Lorenz; lámina 15. B: *Calpionella alpina* Lorenz (variante globular); lámina 23. C: *Tintinnopsela carpathica* (Murgeanu y Filipescu); lámina 88. D: *Crassicolaria intermedia* (Durand-Delga); lámina 11. E: *Crassicolaria parvula* Remane; lámina 6. F: *Calpionellopsis oblonga* Cadisch; 85.1. Todas las escalas representan 30μ.

1976 *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga); Vincent *et al.*, Lám. 5, Figs. 3-4. 1980
Crassicollaria intermedia (Durand-Delga); Jansa *et al.*, Lám. 7, Figs. 2-4.

1989 *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga); Olóriz y Tavera, Fig. 2 (2, 3, 5).

1991 *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga); Altiner y Özkan, Lám. 3, Figs. 9-12.

1995 *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga); Olóriz *et al.*, Lám 1, Figs. 6-7.

Sinonimia no exhaustiva

Cápsula hialina, cilíndrica-alargada en las formas típicas de mayor tamaño, con los engrosamientos característicos del género en el margen oral. Cuello divergente. Polo aboral apuntando en corte axial, mostrando en ocasiones un corto apéndice caudal. Longitud = 80 - 100 μ , anchura 50 - 45 μ .

Crassicollaria parvula Remane, 1962

Figura 5.12-E

1962 *Crassicollaria parvula* Remane, 19, Figs. 36-45.

1969 *Crassicollaria parvula* Remane, Borza, 90, Lám. 76, Figs. 1-16.

1971 *Crassicollaria parvula* Remane; Remane, Lám. 3, Figs. 8-9

1976 *Crassicollaria parvula* Remane; Pop, Lám. 1, Figs. 7, 9, 11; Lám. 2. Figs. 10-12; Lám. 3, Figs. 11-13.

1980 *Crassicollaria parvula* Remane; Jansa *et al.*, Lám. 7, Figs. 7-8.

1991 *Crassicollaria parvula* Remane; Altiner y Özkan, Lám. 3, Figs. 15-20.

1995 *Crassicollaria parvula* Remane; Olóriz *et al.*, Lám 1, Fig 10.

Sinonimia no exhaustiva

Cápsula hialina, cónica, relativamente estrecha, con engrosamientos preorales. Cuello de paredes paralelas – subparalelas. Polo aboral agudo, a veces con incipiente apéndice caudal. Longitud = 80-68 μ ; anchura = 45-38 μ .

Género *Calpionellopsis* Colom, 1948

Calpionellopsis oblonga Cadisch, 1932

Figura 5.12-F

1932 *Calpionellopsis oblonga* Cadisch; Cadisch, Lám. 1, Figs. 7-8.

1953 *Tintinnopsella oblonga* Cadisch; Bronnimann, Figs. 19-21.

1956 *Tintinnopsella oblonga* Cadisch; Bonet, Lám. 18, Figs. 1-2.

1975 *Calpionellopsis oblonga* Cadisch; Trejo, Lám. 4, Figs. 4-5, 10-13, 23; Lám. 5, Fig. 3; Lám. 6, Fig. 1.

?1975 *Calpionellopsis oblonga* Cadisch; Trejo, Lám. 4, Figs. 6-8; Lám. 5, Figs. 17-18; Lám. 9, Fig. 7.

Sinonimia no exhaustiva

Lóriga cilíndrica con la porción aboral redondeada; las paredes pueden ser ligeramente convergentes hacia la boca; ésta es de un diámetro poco menor que la anchura máxima del cuerpo y normalmente no hay collar. Son frecuentes las anchuras de 40 a 45 μ y longitudes de 75 a 110 μ .

5.3.2 Análisis biocronológico de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente

El análisis del contenido micropaleontológico a través de la sucesión de facies de la sección estudiada permite establecer que dicha sucesión fue depositada probablemente desde el Titoniano inferior o medio hasta el Berriasiano superior, abarcando la transición Jurásico-Cretácico. La parte basal de la secuencia estudiada, corresponde al techo del Miembro San Vicente y la base del Miembro El Americano. Esta parte contiene abundantes equinodermos pelágicos (niveles 4 y 5) del género *Saccocoma* Agassiz. Este equinodermo tiene un alcance estratigráfico del Kimmeridgiano al Titoniano en la región del Tetis, en Cuba es muy característico del Titoniano. Dicha parte basal, carece de cualquier tipo de calpionélidos, grupo con un alcance estratigráfico del Titoniano medio al

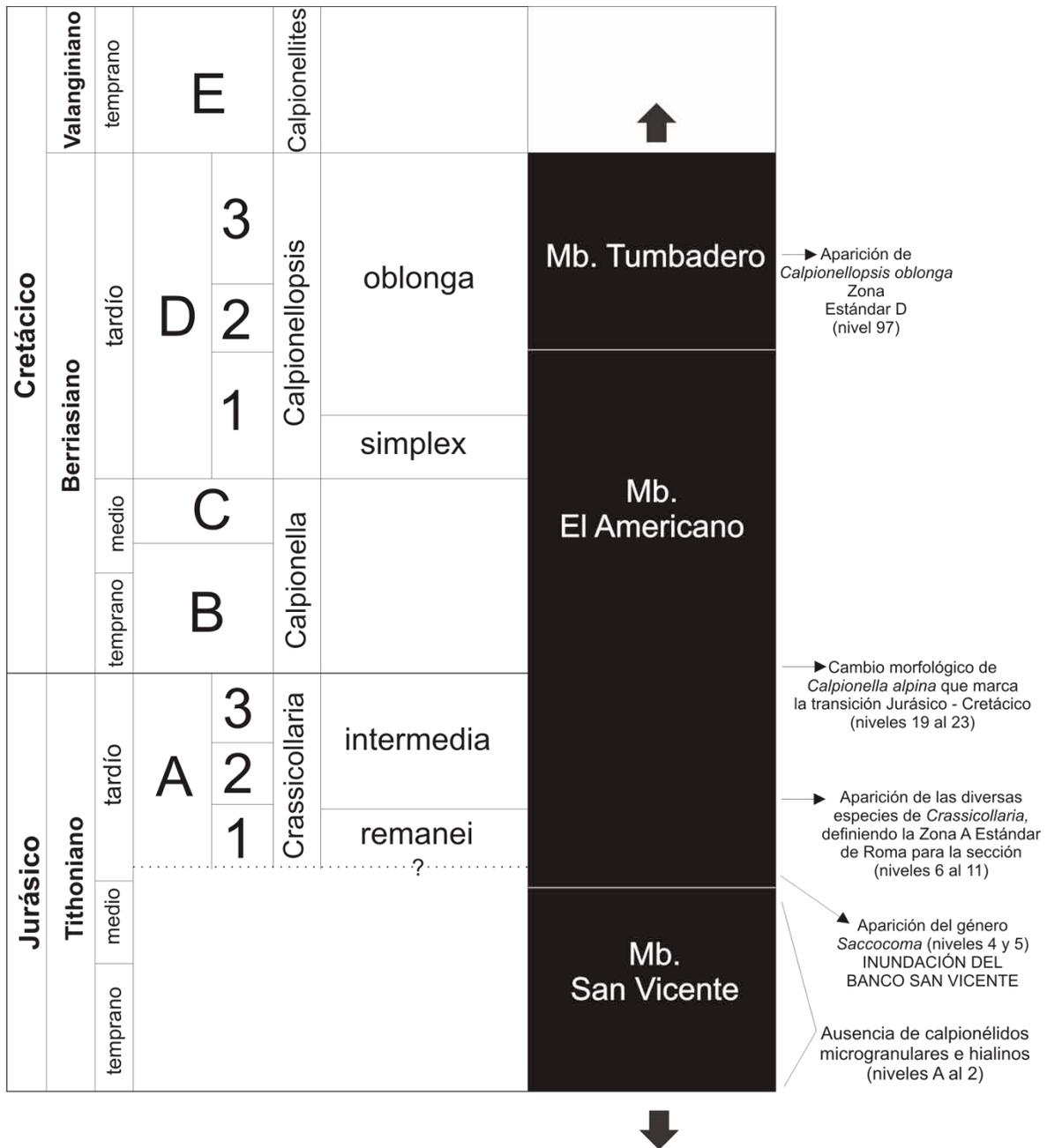


FIG 5.13 Cuadro biocronológico que muestra las diversas zonas estándar de calpionélidos según Remané et al., 1986. Dentro de la figura se incluyen las edades inferidas a lo largo de la sección estratigráfica estudiada de acuerdo a los principales bioeventos que definen a este estándar.

Hauteriviano superior. De esta forma, la ausencia de calpionélidos, el registro del género *Saccocoma* y la posterior aparición de abundantes calpionélidos del Titoniano superior en estratos suprayacentes, permiten inferir una edad similar o más antigua al Titoniano superior (Titoniano inferior o medio para el inicio de la

sedimentación) para esta parte basal de la secuencia (Figura 5.13). Los estratos subsecuentes de la base del Miembro El Americano (niveles calcáreos 6 al 11) (Figura 5.1) pudieron ser bien precisados como del Titoniano superior por la presencia de *Crassicolaria*, indicativo de la Zona A del esquema biozonal estándar establecido con base en calpionélidos para la Provincia del Tetis (Remané *et al.*, 1986) (Figura 5.13). La transición Jurásico – Cretácico se reconoce en la parte media - baja del Miembro el Americano (niveles calcáreos 19 al 23) (Figuras 5.1 y 5.13), por el cambio morfológico de las variantes grandes y elongadas de *Calpionella alpina* a variantes pequeñas y globulares de la misma especie. Por último, la presencia de *Calpionellopsis oblonga* permite asignar a la base del Miembro Tumbadero (nivel stratigráfico 97) (Figura 5.1), a la Zona D 2 o 3 del Berriasiano superior (Figura 5.13).

6. DISCUSIÓN

El análisis de microfacies realizado en la sucesión vertical de láminas delgadas de roca de la sección estratigráfica motivo de este estudio, proporcionó una serie de datos que derivan en importantes resultados respecto a la interpretación de los mecanismos de formación de los depósitos que conforman a dicha sección.

El análisis de los datos obtenidos permite plantear que las facies de los tres miembros de la Formación Guasasa analizados en este estudio; techo del Miembro San Vicente, Miembro El Americano y la parte inferior del Miembro Tumbadero denotan una dinámica sedimentológica dentro de una plataforma carbonatada.

Las facies descritas muestran un grado de variabilidad importante y por consiguiente son indicadoras de cambios en el ambiente de depósito. Como se discute a detalle más adelante, el estilo de la sedimentación varió desde aquella típica de lagunas retrobarrera hasta depósitos típicos de pendiente de plataforma carbonatada.

La interpretación de las facies analizadas en el curso de esta investigación desde el punto de vista de su significado paleoambiental, puede observarse de manera esquemática en la Figura 6.1. De manera sintética pueden apreciarse dos fases generalizadas en el estilo de sedimentación que prevaleció durante el depósito de la sección Rancho San Vicente. La primera fase representa una sedimentación típica de aguas protegidas por una barrera de plataforma. Por los fechamientos obtenidos para los niveles estratigráficos superiores y aludiendo al principio de superposición estratigráfica, esta sedimentación somera inició en el Titoniano temprano o medio. La consecuente fase es de una sedimentación de aguas abiertas con mayor profundidad que ocurrió a través de la transición Jurásico – Cretácico, del Titoniano tardío al Berriasiano tardío de acuerdo a datos bioestratigráficos de calpionélidos.

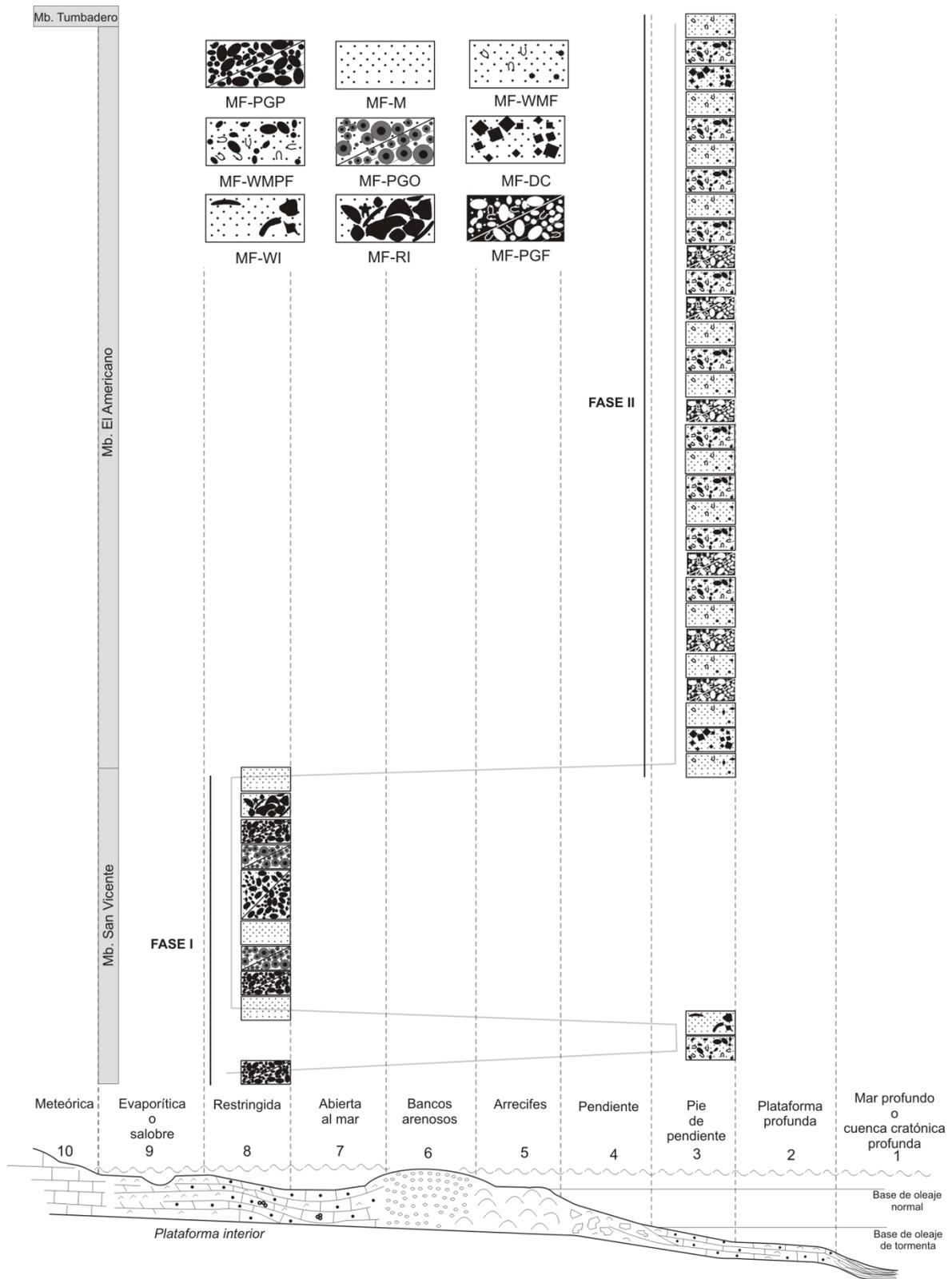


FIG 6.1 En la figura se ilustra la interpretación de la evolución paleoambiental de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente, Pinar del Río, Cuba. La interpretación es el resultado del estudio exhaustivo de las

secciones delgadas obtenidas de la secuencia. Dentro del gráfico es posible apreciar un perfil topográfico con la disposición paleoambiental de las facies asignadas en el apartado de resultados. La interpretación de la evolución de la secuencia es resultado directo de la conjunción del concepto de microfacies estándar (SMF) (Flügel, 1972) junto con la asignación de una zona de facies estándar (Wilson, 1975) a las microfacies encontradas en este estudio. Leyenda: MF-PGP) Microfacies packstone / grainstone de peloides, MF-WI) Microfacies wackestone intraclástico, MF-M) Microfacies mudstone, MF-PGO) Packstone / grainstone de ooides, MF-WMF) Microfacies wackestone / mudstone fosilífero, MF-WMPF) Microfacies wackestone / mudstone peloidal – fosilífero, MF-PGPF) Microfacies packstone / grainstone peloidal – fosilífero, MF-RI) Microfacies rudstone intraclástico, MF-DC) Microfacies dolomía calcárea.

Fase I Sedimentación en aguas protegidas (Titoniano temprano o medio)

Esta fase se registra a través de gran parte de las facies estudiadas del Miembro San Vicente de la Formación Guasasa. La sedimentación en esta fase es típica de un ambiente marino de aguas tranquilas, poco profundas y restringidas. Este ambiente de depósito muy probablemente fue muy similar a aquel representado por una plataforma interna con circulación restringida. La restricción en la circulación de las aguas estaba dada seguramente por una barrera. La naturaleza de esta barrera es interpretada como bancos de calcarenitas que debieron ser formados por acumulaciones de peloides y / u ooides según lo indica la naturaleza de las facies de retrobarrera identificadas en el análisis de microfacies.

En este trabajo, las facies asociadas a los depósitos de esta plataforma interna restringida corresponden a aquellas descritas como MF-PGP, MF-M, MF-PGO y MF-RI. De acuerdo con el esquema de Flügel (2004), estas corresponden a las microfacies estándar SMF-16 no laminada, SMF-23, SMF-15M y SMF-24 (Figura 6.1 y 6.2). A su vez, todas estas microfacies estándar se asocian a la zona 8 de facies (plataforma restringida) de acuerdo al esquema paleobatimétrico de Wilson (1975) (Figura 6.1 y 6.3).

La microfacies MF-PGP, al estar representada por packstones y grainstones peloidales, sedimentológicamente representa una acumulación excepcional de peloides y pellets. Cabe mencionar que la acumulación masiva de estos aloquímicos se relaciona con una alta productividad de materia fecal, así como con procesos erosivos que se desarrollan en ciertos organismos. Estas facies contienen poco contenido bioclástico ya que se depositan en condiciones de poca

oxigenación, poca disponibilidad de nutrientes, y altos gradientes de temperatura y salinidad. Estas condiciones son en parte también responsables por la gran acumulación y preservación de los pellets y los peloides.

Microfacies estándar (SMF)

Mudstone	Calcisiltite	Wackestone	Floatstone	Packstone	Grainstone	Rudstone	
3 Microfósiles plantónicos abundantes	2 Matriz de grano fino formando un packstone / grainstone microbioclástico de peloides	1 Espículas de esponja con una matriz de calcisiltita	5 Fósiles completos densamente empaquetados y fragmentos de organismos arrecifales	1 Espículas de esponja con una matriz de calcisiltita	5 Fósiles completos densamente empaquetados y fragmentos de organismos arrecifales	4 Microbrecha, pequeños bio y litoclastos	
23 Micrita o microesparita sin fósiles		3 Microfósiles plantónicos abundantes		4 Microbrecha, pequeños bio y litoclastos		11 Abundantes granos esqueléticos cubiertos	5 Fósiles completos densamente empaquetados y fragmentos de organismos arrecifales
		8 Fósiles completos, matriz bioclástica fina de micrita	8 Fósiles completos, matriz bioclástica fina de micrita	5 Fósiles completos densamente empaquetados y fragmentos de organismos arrecifales	13 Oncoides con estructuras tubulares, van de milímetros a centímetros	6 Bioclastos y fósiles arrecifales que van de milímetros a centímetros	
		9 Fragmentos abundantes de fósiles, bioturbación	22 Oncoides aglutinados que van desde milímetros hasta centímetros	10 Granos esqueléticos desgastados y erosionados			
		10 Granos esqueléticos desgastados y erosionados	24 Litoclastos que van de milímetros hasta centímetros	16 No laminada Peloides equidimensionales muy pequeños	15-C Ooides concéntricos	13 Oncoides con estructuras tubulares, van de milímetros a centímetros	
		15-M Ooides micríticos dispersos			15-R Ooides radiales - concéntricos		
		22 Oncoides aglutinados que van desde milímetros hasta centímetros		18 Algas calcáreas y foraminíferos bentónicos formadores de roca	16 No laminada Peloides equidimensionales muy pequeños	24 Litoclastos que van de milímetros hasta centímetros	
					21 Porosidad rellena de esparita en una matriz micrítica o pelmicrítica	17 Granos agregados abundantes	26 Pisoides
					26 Pisoides	18 Algas calcáreas y foraminíferos bentónicos formadores de roca	

FIG 6.2 Clave para la determinación de las Microfacies Estándar (SMF) (Flügel, 2004). La clave no incluye calizas arrecifales ni concentraciones conchíferas o de equinodermos. Dichas facies requieren una subdivisión fina, muchas veces con apoyo de criterios taxonómicos y biológicos.

El concepto de microfacies estándar surge del reconocimiento de similitudes texturales de rocas calizas de diversas edades conformadas en ambientes análogos con controles deposicionales específicos. Una SMF es una categoría virtual que resume facies con criterios idénticos. Estos criterios son simples, no cuantitativos o semi-cuantitativos y de fácil reconocimiento. La mayoría de las SMF están basadas en características simples y dominantes, como los tipos de granos, biotas y texturas deposicionales (Flügel, 2004). El concepto de SMF se auxilia del esquema de clasificación de Dunham (1962) para rocas carbonatadas.

La facies MF-M es un grupo de rocas tipo mudstone sin fósiles. Este tipo de roca denota condiciones muy características tales como poca profundidad, alta evaporación, alta salinidad y restricción en la circulación del agua. Todas estas

características hacen que prácticamente ningún organismo pueda establecerse en estas facies.

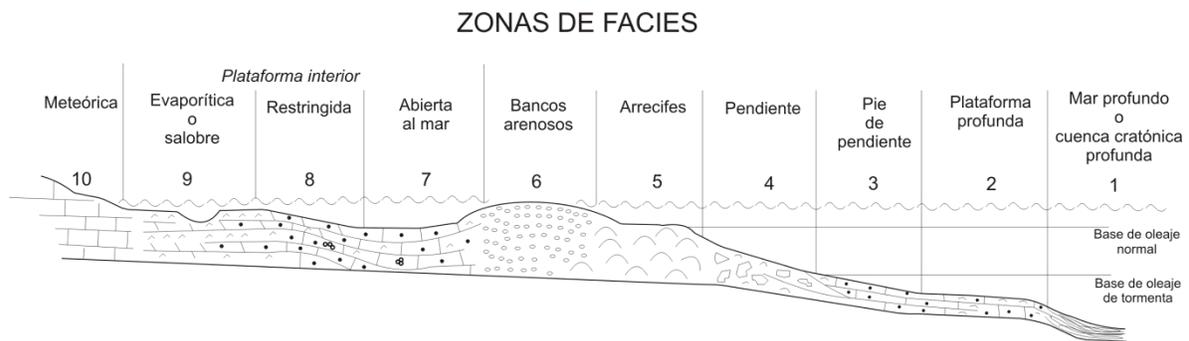


FIG 6.3 Esquema de zonas de facies en una plataforma marginal carbonatada según Wilson (1975). La sucesión de los principales cinturones de facies en plataformas carbonatadas fue usada por Wilson (1975) para establecer el modelo de Zonas de Facies Estándar. El modelo describe cinturones de facies idealizadas a lo largo de un transecto desde la cuenca profunda, la pendiente, el margen pronunciado de la plataforma y finalmente la plataforma interior adyacente a la costa. La base de este modelo es el reconocimiento de patrones consistentes y recurrentes de facies carbonatadas durante el Fanerozoico, además de patrones de sedimentación del Holoceno. Las zonas de facies difieren en su localización, sedimentos, biota y litofacies. Los carbonatos formados en las diferentes zonas de facies presentan SMF específicas. Estas asociaciones son usadas adicionalmente como criterios de reconocimiento para la reconstrucción de los cinturones de facies (Flügel, 2004).

El grupo de facies MF-PGO corresponde a rocas tipo packstone y grainstone de ooides. Como se mencionó en la descripción de las facies, los ooides son de textura micrítica con núcleos generalmente peloidales. La naturaleza micrítica de los ooides de esta facies revela que estos se formaron en un cuerpo de agua con poca agitación y poco movimiento ya que en ambientes de alta energía, éstos generan texturas radiales o concéntricas. El hecho de que los núcleos de los ooides sean en su mayoría peloides apoya la idea anterior, ya que muy probablemente estos peloides provengan de una facies como la del tipo MF-PGP.

Por otra parte, la microfacies MF-RI corresponde a un grupo de rocas del tipo rudstone intraclástico. Los intraclastos son angulosos y sus diámetros varían de algunos milímetros hasta unos pocos centímetros. Los rudstones aquí estudiados se asemejan a una brecha calcárea del tipo monomítica. El material que conforma a los intraclastos es micrita pura. Esta facies se puede interpretar como

resultado de la creación y sucesiva depositación de grandes intraclastos debido a la influencia mareal y es típica de canales y llanuras mareales de una plataforma restringida (Aigner, 1985).

Como se mencionó antes, la fase I de sedimentación se registra en la mayor parte del Miembro San Vicente. Sin embargo, existe el registro de un breve período de profundización en la base de este mismo miembro (niveles C y D) (Figuras 5.1, 5.3, 5.9 y 6.1). Este periodo de profundización se puede interpretar como una pulsación por sus características de corta duración y la pronta reincorporación de las condiciones preponderantes de sedimentación típicas de la fase I. El pulso antes descrito, se presenta muy probablemente en la parte inicial y poco profunda de la pendiente de la plataforma carbonatada. Las facies que se presentan durante este pulso de profundización contienen una mezcla de aloquímicos de ambientes someros con bioclastos típicos de deposición pelágica. Las facies que registran este evento sedimentario son la MF-WMPF y la MF-WI. Este tipo de facies no ha sido reconocido *sensu stricto* por Flügel (2004) en su proposición de microfacies estándar. La interpretación aquí propuesta surge de la concurrencia de elementos de aguas someras con elementos de aguas abiertas y depósitos profundos. Por lo anterior, la zona de facies propuesta para este pulso es la de antependiente correspondiente a la zona de facies 4 según el esquema propuesto por Wilson (1975).

Como se mencionó en la descripción de las facies, la microfacies MF-WMPF está representada por un wackestone peloidal – peletífero con abundantes bioclastos tales como foraminíferos bentónicos, radiolas, gasterópodos, radiolarios, calpionélidos y amonitelas. Esta facie se interpreta como el resultado de una combinación entre la sedimentación *in situ* de lodos calcáreos y fósiles de ambientes profundos, con elementos redepositados de aguas someras como los peloides, pellets y faunas de aguas poco profundas.

Por otro lado, la microfacies MF-WI corresponde a un wackestone intraclástico. Los intraclastos son bastante abundantes y redondeados, lo que denota una dinámica de gravedad importante en la redepositación y arrastre de estos

aloquímicos (Buggisch y Flügel, 1980). Dichos intraclastos contienen una enorme cantidad de organismos plantónicos, aunque no es difícil encontrar también a estos organismos en la matriz lodosa. La peculiar y abundante aparición del plancton junto con los intraclastos permite interpretar a este paquete de facies como indicativo de una sedimentación típica de la parte más profunda de la pendiente de la plataforma; donde la redepositación de aloquímicos de aguas poco profundas tales como los peloides, sea compatible con el modo de vida de los organismos plantónicos, indicadores de aguas más abiertas y profundas (Armstrong y Brasier, 2005).

Una situación relevante dentro del pulso de profundización registrado en las rocas del Miembro San Vicente es la ausencia de facies que representen algún tipo de barrera protectora del interior de la plataforma. Estas facies arrecifales o bien de bancos arenosos deberían estar representadas en la transición ambiental a través de la sucesión vertical de facies entre la sedimentación de agua restringidas y aquella de aguas abiertas. La ausencia de estas facies arrecifales puede deberse a un sesgo en la resolución del muestreo. El Miembro San Vicente es un grueso y continuo depósito de rocas calizas con una estratificación masiva lo cual obligó a un esquema de muestreo sistemático en intervalos de distancia definidos. Por lo tanto, las facies arrecifales o de bancos arenosos pudieran estar intercaladas en los espacios de roca no muestreados. Otra posibilidad es que las barreras de esta plataforma hubiesen tenido una disposición irregular y de forma discontinua a través del margen de la plataforma carbonatada, y que en consecuencia, el sitio de depósito que representa la sección Rancho San Vicente estuviese localizada en uno de los puntos en donde dicha barrera no se desarrolló.

Fase II Sedimentación en aguas abiertas (Titoniano tardío – Berriasiano tardío):

La siguiente fase de la sedimentación se registra a través del resto de la secuencia estratigráfica de una manera continua, en facies de la totalidad del Miembro El Americano y en la parte muestreada del Miembro Tumbadero. El ambiente en esta fase de la sedimentación se interpreta como de aguas marinas más abiertas, profundas y oxigenadas. En su ubicación topográfica dentro de un

perfil oceánico se asume como la parte más baja de la pendiente de una plataforma carbonatada (pie de pendiente). Lo anterior ha sido deducido por los claros rasgos de turbidez en estas facies observados en afloramiento durante los trabajos de campo, los aloquímicos someros redepositados en estas facies, así como la presencia de faunas indicadoras de ambientes pelágicos profundos en las mismas. Las microfacies que representan a esta segunda fase de sedimentación son MF-WMF, MF-WMPF, MF-PGPF y MF-DC. Según los lineamientos de Flügel (2004) podemos asignar a la microfacies MF-WMF como indicadora de la SMF-3. Las microfacies MF-WMPF, MF-PGPF y MF-DC no son reconocidas en el esquema de microfacies estándar de Flügel (2004). La MF-WMF junto con los demás paquetes de microfacies de esta segunda fase de la sedimentación, han sido interpretadas como pertenecientes a la zona de facies número 3 correspondiente al pie de la pendiente de la plataforma según el esquema de Wilson (1975) (Figura 6.3).

La transición de la fase de sedimentación somera restringida (Fase I) a la fase de sedimentación de aguas profundas y abiertas (Fase II), registrada por el cambio litoestratigráfico del Miembro San Vicente al Miembro El Americano, tampoco registra la evolución de una barrera arrecifal protectora en la sucesión vertical de las facies. La explicación de este hecho es similar al descrito con anterioridad durante el pulso de profundización registrado en la Fase I. Sin embargo, en esta ocasión, al tratarse de la inundación total del banco carbonatado San Vicente, no se descarta la idea de una profundización súbita del ambiente de depósito, lo cual pudo haber provocado cambios rápidos en el régimen de la sedimentación. Un rasgo litológico distintivo que apoya esta idea es el evidente cambio de una estratificación continua y masiva de las calizas del Miembro San Vicente a una estratificación rítmica de calizas y lutitas en las rocas de los miembros El Americano y Tumbadero.

Para efectos de la reconstrucción paleoambiental de las facies de la segunda fase de la sedimentación en la sección estratigráfica estudiada, se omitió parcialmente la interpretación de las dolomías de la microfacies MF-DC. Esta facies está

constituida por dolomías calcáreas en las cuales la textura original se encuentra obliterada por cristales de dolomita en diferentes disposiciones geométricas. A pesar de que éstas rocas representan calizas precursoras con diferentes grados de alteración diagenética, algunos factores nos indican la posición aproximada de su sitio de depósito dentro del ambiente marino. La presencia de faunas bentónicas tales como foraminíferos, pelecípodos y trazas de rudistas, mezcladas con faunas pelágicas representadas por sacocómidos, amonitelas y calpionélidos, así como el hecho de que estas facies se encuentren entre aquellas que presentan rasgos de turbidez, permiten asumir que las calizas precursoras de las dolomías fueron depositadas en el pie de pendiente de la plataforma carbonatada, al igual que el resto de las facies de la fase II.

Otras dos de las microfacies registradas en esta segunda fase de sedimentación son MF-WMPF y MF-PGPF, las cuales como ya se mencionó corresponden a wackestones / mudstones peloidales fosilíferos y packstones / grainstone peloidales fosilíferos. Ambas facies resultan muy similares en su composición, con la diferencia de que las primeras son lodosoportadas y las consiguientes son granosoportadas. En estas facies se observan una buena cantidad de peloides y pellets que han sido transportados de las partes más someras y protegidas de la plataforma. Esta acumulación de peloides y pellets se encuentra asociada a calpionélidos, radiolarios, amonitelas y sacocómidos. A diferencia de los peloides y pellets, los organismos de hábitos pelágicos se asume que fueron depositados *in situ*.

El último grupo de microfacies de esta segunda fase de sedimentación corresponde al paquete MF-WMF. Este comprende wackestones y mudstones fosilíferos. Su contenido bioclástico corresponde casi por completo a organismos de hábitos pelágicos de aguas abiertas y profundas, tales como calpionélidos, radiolarios y amonitelas. Como ya se mencionó, la interpretación paleoambiental asignada a esta facies es la de una sedimentación en el pie de la pendiente de una plataforma carbonatada. Rasgos adicionales que permiten aseverar lo anterior son la recurrente laminación, estratificación cruzada y gradación de estas facies,

rasgos que además son una buena evidencia de flujos de turbidez, característica que a su vez fortalece la idea de una sedimentación al pie de pendiente de una plataforma carbonatada para estas facies.

La profundización y ahogamiento del Banco Carbonatado San Vicente que aquí se ha descrito y discutido es concordante con estudios anteriormente propuestos para la evolución de la dinámica geológica del noroeste de Cuba (Pszczolkowski, 1981; Cobiella-Reguera, 1996).

7. CONCLUSIONES

El análisis detallado de microfacies realizado a la sucesión monótona de calizas de la Sección Estratigráfica Rancho San Vicente, Pinar del Rio, Cuba, permitió identificar en un contexto cronoestratigráfico los principales rasgos sedimentológicos registrados en la sección, conllevando a las siguientes conclusiones:

- Las facies del techo del Miembro San Vicente, la totalidad del Miembro El Americano y la parte más basal del Miembro Tumbadero de la Formación Guasasa indican una sedimentación típica de plataforma carbonatada depositada de manera aparentemente continua del Titoniano temprano o medio al Berriasiano tardío.
- Dicha plataforma carbonatada experimentó importantes cambios paleobatimétricos y paleoambientales a través de la transición Jurásico – Cretácico.
- La sección estudiada comenzó probablemente su depósito en el Titoniano temprano o medio, en un ambiente de laguna costera (plataforma interior restringida) con aguas someras, poco profundas y con deficiencias en los niveles de oxigenación.
- Esta sedimentación somera fue interrumpida por un pulso de profundización de corta duración y pronta reconstitución a las condiciones lagunares.
- Estos eventos de sedimentación lagunar se registran a través de la sucesión vertical de facies del techo del Miembro San Vicente.
- Posteriormente, el ambiente de depósito cambió a condiciones de aguas profundas, abiertas y oxigenadas con rasgos de turbidez típicas de pie de pendiente de una plataforma carbonatada, inundando el banco carbonatado en el Titoniano tardío.

- La profundización del ambiente sedimentario está registrada en la secuencia estratigráfica en los depósitos del Miembro El Americano y la parte basal del Miembro Tumbadero y ocurrió ininterrumpidamente a través del límite Jurásico-Cretácico del Titoniano tardío al Berriasiano tardío.
- El análisis biocronológico permitió establecer que el techo del Miembro San Vicente registra probablemente sedimentación desde el Titoniano temprano o medio al Titoniano tardío, el Miembro El Americano va del Titoniano tardío al Berriasiano tardío mientras que el Miembro Tumbadero comienza en el Berriasiano tardío. Esta interpretación varía sensiblemente de marcos cronoestratigráficos propuestos anteriormente donde el Miembro San Vicente es asignado al Kimmeridgiano (Pszczolkowki, 1978, 1981, 1987; de la Torre, 1987; Alva-Valdivia *et al.*, 2001), el Miembro El Americano al Titoniano (Housa y de la Nuez, 1972; Housa, 1974; de la Torre, 1987 y Alva-Valdivia *et al.*, 2001) y el Miembro Tumbadero al Berriasiano (Myczynski en Pszczolkowski, 1975; de la Torre, 1987; Pszczolkowski, 1987 y Alva-Valdivia *et al.*, 2001).

8. LITERATURA CITADA

- Aigner, T. 1985. *Storm depositional systems*. Springer, Berlin. 174pp.
- Alleman, F. y J. Remane. 1979. Les faunes de Calpionelles du Berriasien supérieur / Valanginien. *Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien. Les stratotypes français* 6: 99-108.
- Altiner, D. y S. Özkan. 1991. Calpionellid zonation in Northwestern Anatolia (Turkey) and calibration of the stratigraphic ranges of some benthic foraminifera at the Jurassic-Cretaceous boundary. *Geologica Romana* 26: 215-235.
- Alva-Valdivia, L.M., A. Goguitchaichvili, J. Cobiella-Reguera, J. Urrutia-Fucugauchi, M. Fundora-Granda, J.M. Grajales-Nishimura y C. Rosales. 2001. Paleomagnetism of the Guaniguanico Cordillera, western Cuba: a pilot study. *Cretaceous Research* 22: 705-718.
- Areces-Mallea, A. 1991. Consideraciones paleobiogeográficas sobre la presencia de *Piazopteris branneri* (Pterophyta) en el Jurásico de Cuba. *Revista Española de Paleontología* 6: 126-134.
- Armstrong, A.H y M.D. Brasier. 2005. *Microfossils*. Blackwell, Cornwall. 296pp.
- Azéma, J., A. Foucault, E. Fourcade, M. García-Hernández, J.M. González-Donoso, A. Linares, D. Linares, A.C. López-Garrido, P. Rivas y J.A. Vera. 1979. *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Universidad de Granada, Granada. 83pp.
- Baccelle, L. y A. Bosellini. 1965. Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocche sedimentarie. *Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie), Sezione 9, Scienze geologiche e paleontologiche* 1(3): 59-62.
- Bignot, G. 1994. *Elements of micropaleontology: the microfossils, their geological and palaeobiological applications*. Graham & Trotman, Manchester. 217pp.

- Bonet, F. 1956. Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del Este de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 8: 389-488.
- Borza, K. 1969. *Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippen – Zone der West – karpatischen*. Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava, 302pp.
- Brasier, M.D. 1980. *Microfossils*. Allen and Unwin, Londres. 193pp.
- Brönnimann, P. 1953. On the occurrence of Calpionellids in Cuba. *Eclog. Geol. Helv* 46: 263-268.
- Brown, J. S. 1943. Suggested use of the Word microfacies. *Economic Geology* 38: 325.
- Buggisch, W. y E. Flügel. 1980. Die Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen Verbreitung geologische Situation und Geländebefund. *Carinthia II Sonderheft* 36: 13-50.
- Cadisch, J. 1932. Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. *Geologische Rundschau* 23: 241-257.
- Cobiella-Reguera, J. L. 1996. Estratigrafía y Eventos Jurásicos en la Cordillera de Guaniguanico, Cuba Occidental. *Minería y Geología* 13(3): 11-25.
- Cobiella-Reguera, J. 1998. The Cretaceous System in Cuba – an overview. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1(3-6): 431-440.
- Cobiella-Reguera, J. 2000. Jurassic and Cretaceous geological history of Cuba. *International Geology Review* 42(7): 594-616.
- Cobiella-Reguera, J. L. 2003. El Paleomargen Pasivo Mesozoico de la América del Norte en Cuba. *Minería y Geología*. 19(1-2): 5-17.
- Cobiella-Reguera, J. L., S. Gil-González, A. Hernández-Escobar y N. Díaz-Díaz. 2000. Estratigrafía y tectónica de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico, Cuba occidental. *Minería y Geología* 12(1): 5-15.
- Cobiella-Reguera, J., A. Hernández-Escobar, N. Díaz-Díaz y P. Obregón-Pérez. 1997. Estudio de algunas areniscas de las formaciones San

Cayetano y Polier, Sierra del Rosario, Cuba occidental. *Minería y Geología* 14(3): 59-68.

- Colom, G. 1948. Fossil tintinnids: loricated infusoria of the order of the Oligotrichia. *Journal of Paleontology* 22: 233-263.
- Cuvillier, J. 1952. La notion de microfacies et ses applications (resumen). Sect. 1 en VIII Congr. Naz. Metano e Petrolio. Paris.
- de la Torre, A. 1987. Resultados micropaleontológicos más importantes del levantamiento geológico de la Provincia Pinar del Río. Pp. 170-184 en A. Pszczolkowski, K. Piotrowska, J. Piotrowski, A. de la Torre, R. Myczynski y G. Haczewski (eds.). *Contribución a la Geología de la Provincia de Pinar del Río*. Editorial Científico Técnica, La Habana.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Pp. 108-121 en W.E. Ham (ed.). *American Association of Petroleum Geologists Memoir 1*. American Association of Petroleum Geologists.
- Durand-Delga, M. 1957. Une nouvelle forme de Calpionelles. *Publications du Service géologique de l'Algérie* 13: 165-170.
- Embry, A.F. y J.E. Klovan. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories. *Bull. Canad. Petrol. Geol.* 19: 730-781.
- Fernández, J., A. Areces y M. Díaz. 1987. Estratigrafía del área Los Arroyos, provincia de Pinar del Río basada en datos de perforación profunda (resumen). Pp. 51-56 en III Encuentro Científico Técnico de Geología, Cuba.
- Flügel, E. 1972. Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpinen Triassic – Methoden und Probleme. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud* 21: 9-64.
- Flügel, E. 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer, Berlin. 633pp.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application*. Springer, Berlin. 976pp
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 43(1): 1-38.

- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. Pp. 62-84 en W.E. Ham (ed.). *American Association of Petroleum Geologists Memoir 1*. American Association of Petroleum Geologists.
- Furrázola-Bermúdez, G. 1997. El Sistema Jurásico en Cuba. Pp. 75-96 en G. Furrázola-Bermúdez y K. Núñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*. Centro Nacional de Información Geológica, La Habana.
- Furrázola-Bermúdez, G. y S. Gil-González. 1997. Reseña Histórica del Sistema Cretácico. Pp. 97-108 en G. Furrázola-Bermúdez y K. Núñez-Cambra (eds.), *Estudios sobre Geología de Cuba*, Centro Nacional de Información Geológica, La Habana.
- Gordon, M., P. Mann, D. Cáceres y R. Flores. 1997. Cenozoic tectonic history of the North America-Caribbean plate boundary in western Cuba. *Journ. Geophys. Res.* 102: 10055-10082.
- Gotte, M. y D. Michalski. 1991. Stratigraphic relations and facies sequences of an upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico). *Zbl. Geol. Paleontteil* 6: 1445-1466.
- Haczewski, G. 1976. Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation: an accumulative margin in the Jurassic of Western Cuba. *Acta Geologica Polonica* 26(2): 331-353.
- Hatten, C.W. 1957. Geologic report on Sierra de los Órganos. Ministerio de Industrias. Reporte técnico inédito.
- Hatten, C. 1967. Principal features of Cuban geology. Discussion. *American Association of Petroleum Geologists* 51(5): 780-789.
- Herrera, N.M. 1961. Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cubana Ing.* 61(1-2): 2-24.
- Housa, V. 1974. Informe final sobre los trabajos de campo realizados para el estudio bioestratigráfico y la recolección de ammonites del Titoniano y Cretácico Inferior en algunas localidades de la Provincia de Pinar del Río, Cuba. Inst. Geol. Acad. Cienc. Cuba. Manuscrito.

- Housa, V. y M. L. de la Nuez. 1972. Hallazgo de ammonites del Kimmeridgiano en la hacienda "El Americano", Pinar del Río. *Actas Academia de Ciencias de Cuba, Inst. Geol.* 2: 14-16.
- Hutson, F., P. Mann y P. Renne. 1998. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of single muscovite grains in Jurassic siliciclastic rocks (San Cayetano Formation): Constraints in the paleoposition of western Cuba. *Geology* 26(1): 83-86.
- Iturralde-Vinent, M. 1994. Cuban geology: A new plate-tectonic synthesis. *Jour. Petrol. Geol.* 17: 37-90.
- Iturralde-Vinent, M., 1996. Introduction to Cuban geology and geophysics. Pp. 3-35 en Iturralde-Vinent, M., (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. International Geological Correlation Program, Project 364. Geological Correlation of Ophiolites and volcanic arcs in the Circumcaribbean Realm*, Miami.
- Iturralde-Vinent, M. 1997. Introducción a la geología de Cuba. Pp. 35-68 en G. Furrázola-Bermúdez y K. Nuñez Cambra (eds.). *Estudios sobre la Geología de Cuba*. Centro Nacional de Información Geológica, La Habana.
- Jansa, L.F., J. Remane y P. Ascoli. 1980. Calpionellid and foraminiferal-ostracod biostratigraphy at the Jurassic-Cretaceous boundary offshore eastern Canada. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 86: 67-126.
- Khudoley, K y A. Meyerhoff. 1971. Paleogeography and geological history of greater Antilles. *Geological Society of America Memoir* 129: 199.
- Kreisel, K y G. Furrázola-Bermúdez. 1971. Notas preliminares sobre la distribución de tintínidos en Cuba. *Publicación Especial* 5:1-24.
- Lorenz, T. 1902. Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies II Der südliche Rhätikon. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br.* 12: 35-95.
- Manivit, H., J. Azéma, B. Galbrum y P. De Wever. 1986. Biostratigraphic study of calpionellids and nannofossils in the Tethyan realm (Spain, Sicily, SE France) in late Jurassic and Berriasian time: a correlation with magnetostratigraphic results. *Acta Geologica Hungarica* 29: 105-124.

- Martínez, D. y M. Vázquez. 1987. Alturas Pizarrosas del Norte, extremo occidental de la subzona Sierra del Rosario (resumen). Pp. 57-71 en III Encuentro Científico – Técnico de Geología. Sociedad Cubana de Geología, Filial Pinar del Río.
- Middleton, G. V. 1973. Johannes Walther's Law of the Correlation of Facies. *Geological Society of America Bulletin* 84: 979-988.
- Murgeanu, G y M.G. Filipescu. 1933. *Calpionella carpathica* n. sp. dans les Carpathes roumaines. *Notationes Biologicae* 1(2): 63-64.
- Myczynski, R. 1976. A new ammonite fauna from the Oxfordian of Pinar del Río Province, western Cuba. *Acta Geologica Polonica* 26(2): 261-299.
- Myczynsky, R y A. Pszczolkowski. 1976. The ammonites and age of the San Cayetano Formation from the Sierra del Rosario, western Cuba. *Acta Geologica Polonica* 26: 321-329.
- Myczynsky, R., F. Olóriz y A. Villaseñor. 1998. Revised biostratigraphy and correlations of the Middle-Upper Oxfordian in the Americas (southern USA, Mexico, Cuba and northern Chile). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 207: 185-206.
- Olóriz, F. y J.M. Tavera. 1989. The significance of Mediterranean ammonites with regard to the traditional Jurassic-Cretaceous boundary. *Cretaceous Research* 10: 221-237.
- Olóriz, F., J.E. Caracuel, B. Marques y F.J. Rodríguez-Tovar. 1995. Asociaciones de tintinnoides en facies ammonítico rosso de la sierra norte (Mallorca). *Revista Española de Paleontología. Homenaje al Dr. Guillermo Colom*: 77-93.
- Piotrowska, K. 1978. Nappe structures in the Sierra de los Organos, western Cuba. *Acta Geologica Polonica* 28: 97-170.
- Ponce, N., L. Daniluk, O. Razomsk, M. Dilla, A. Domínguez, y V. Osipov. 1985. El yacimiento de bauxitas Pan de Guajaibón en la Isla de Cuba. *Revista Tecnológica* 15(1): 51-60.
- Pop, G. 1976. Tithonian-Valanginian calpionellid zones from Cuba. *Dari de seama ale sedintelor* 62(3): 237-266.

- Pszczolkowski, A. 1971. Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci. Sér. Sci. Terre* 19(4): 249-259.
- Pszczolkowski, A. 1975. Texto explicativo inédito, Mapa geológico de la Provincia de Pinar del Río. Escala 1:250,000. Instituto de Geología y Paleontología – Academia de Ciencias de Cuba.
- Pszczolkowski, A. 1978. Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba: their lithostratigraphy facies development and paleogeography. *Acta Geologica Polonica* 28: 1-96.
- Pszczolkowski, A. 1981. El banco carbonatado de la Sierra de los Organos, Provincia de Pinar del Río; su desarrollo y situación paleotectónica. *Ciencias de la Tierra y el Espacio* 3: 37-50.
- Pszczolkowski, A. 1986. Composición del material clástico de las arenitas de la Formación San Cayetano en la Sierra de los Organos (Provincia de Pinar del Río: Cuba). *Ciencias de la Tierra y del Espacio* 14: 71-79.
- Pszczolkowski, A. 1987. Secuencias miogeosinclinales de la Cordillera de Gauniguanico. Litoestratigrafía, desarrollo de facies y paleografía. Pp. 5-84 en A. Pszczolkowski, K. Piotrowska, J. Piotrowski, A. de la Torre, R. Myczynski y G. Haczewski (eds.). *Contribución a la Geología de la Provincia de Pinar del Río*. Editorial Científico Técnica, La Habana.
- Pszczolkowski, A. 1994. Lithostratigraphy of Mesozoic and Paleogene rocks of Sierra del Rosario, western Cuba. *Studia Geologica Polonica* 105: 39-66.
- Pszczolkowski, A. 1999. The Exposed Passive Margin of North America in Western Cuba. Pp. 93 – 121 en P. Mann (ed.). *Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World* 4. Elsevier, Amsterdam.
- Remane, J. 1962. Zur Calpionellen-Systematik. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 1: 8-24.
- Remane, J. 1971. Les Calpionelles, Protozoaires planctoniques des mers mesogéennes de l'époque secondaire. *Ann. Guéhard* 47: 369-393.
- Remane, J., D. Bakalova – Ivanova, K. Borza, J. Knauer, I. Nagy, G. Pop y E. Tardi – Filacz. 1986. Agreement of the subdivisión of the Standard

Calpionellid zones defined at the second Planktonic Conference, Roma 1970. *Acta Geol. Hungarica* 29: 5-13.

- Salvador, A. 1987. Jurassic Paleogeography and Origin of the Gulf of Mexico Basin. *American Association of Petroleum Geologists* 71: 419-451.
- Seiglie, G. A. 1961. Contribución al estudio de las microfacies de Pinar del Río. *Revista Soc. Cubana Ing.* 61(3-4): 87-109.
- Somin, M. y G. Millán. 1981. *Geology of the metamorphic complexes of Cuba*. Nauka Press, Moscú. 219pp.
- Sorby, H.C. 1879. The structure and origin of limestones. *Geol. Soc. London Proc.* 35: 56-95.
- Tada R., M. Iturralde-Vinent, T. Matsui, T. Tajika, T. Oji, Y. Goto, Y. Nakano, H. Takayama, S. Yamamoto, S. Kiyokawa, K. Toyoda, D. García-Delgado, C. Díaz-Otero y R. Rojas-Consuegra. 2003. K / T Boundary Deposits in the Pale-western Caribbean Basins. Pp. 582-604 en C. Bartolini, R. Buffler y J. Blickwede (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics Memoir* 79. American Association of Petroleum Geologists.
- Trejo, M. 1975. Los Tintinidos mesozoicos de México (Taxonomía y datos Paleobiológicos). *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 27: 329-449.
- Vincent, E., R. Lehman, W.V. Sliter y M.J. Westberg. 1976. Calpionellids from the Upper Jurassic and Neocomian of Deep Sea Drilling Project Site 416, Moroccan Basin, Eastern North Atlantic. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 50: 439-465.
- Wierzbowski, A. 1976. Oxfordian ammonites of the Pinar del Río Province (Western Cuba); their revision and stratigraphical significance. *Acta Geologica Polonica* 26(2): 17-260.
- Wilson, J. L. 1975. *Carbonate Facies in Geological History*. Springer, Nueva York. 183pp.