

La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México

Rubén López-Doncel

Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí,
Av. Dr. Manuel Nava 5, Zona Universitaria, 78240 San Luis Potosí, S.L.P.
rlopez@uaslp.mx

RESUMEN

En el área del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), adyacente a la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM), se depositaron durante el Cretácico medio (Albiano-Cenomaniano) secuencias sedimentarias características de un ambiente de talud, las cuales son comparables en edad y génesis con las rocas carbonatadas de la Formación Tamabra del margen oriental de la PVSLP. Estudios litológico-faciales de la Formación Tamabra en la parte central del margen occidental de la PVSLP, entre las ciudades de San Luis Potosí y Villa de Arista, estado de San Luis Potosí, permitieron identificar que la Formación Tamabra en esta región se compone de secuencias autóctonas de "mudstone" y "wackestone" con fauna pelágica, características de ambientes de aguas profundas que se intercalan con sedimentos alóctonos gravitacionales y de suspensión compuestos por "packstone" y "grainstone" hasta "rudstone" con alto contenido de bioclastos y litoclastos provenientes de ambientes de aguas someras. En las secuencias alóctonas dominan los depósitos del tipo de flujos de detritos y escombros ("debris flows") seguidos por turbiditas calcáreas asociadas con esporádicos pliegues sinsedimentarios debidos a deslizamientos. Estas secuencias estratigráficas sugieren el desarrollo de un margen abrupto entre la PVSLP y la CMCM posiblemente del tipo "by-pass", como consecuencia de una alta tasa de sedimentación en el margen de la plataforma.

Palabras clave: Plataforma carbonatada, Formación Tamabra, talud, México.

ABSTRACT

At the western margin area of the Valles-San Luis Potosí Platform (PVSLP), adjacent to the Central Mexico Mesozoic Basin (CMCM), a series of sedimentary sequences, characteristic of a transitional area (slope) was deposited during middle Cretaceous. The sequences are comparable in age and genesis with the rocks of the Tamabra Formation of the eastern margin of the PVSLP. Lithological-facial studies of the Tamabra Formation in the central part of the western margin of the PVSLP, between the San Luis Potosí and Villa de Arista cities in San Luis Potosí state, allowed to identify that the Tamabra Formation in this region is composed by autochthonous sequences of mudstone and wackestone with pelagic fauna characteristic of deep-water environments that are inter-layered with allochthonous gravity-induced and suspension sediments composed by packstone and grainstone to rudstone with a high content of shallow-water bioclasts and lithoclasts. In the allochthonous sequences dominate the debris flows, then the calcareous turbidites associated sporadically with syndimentary folding due to slumping and sliding. The stratigraphic sequences suggest the development of an abrupt margin between the PVSLP and the CMCM probably of the by-pass type, as a consequence of a high sedimentation rate in the platform margin.

Key words: Carbonate-platform, Tamabra Formation, slope, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), descrita por Carrillo-Bravo (1971), no sólo es reconocida como una de las más importantes estructuras paleogeográficas desarrollada en la porción centro-nororiental de México durante el Cretácico medio, sino que fue la más grande de una serie de plataformas carbonatadas aisladas circundadas por zonas de aguas profundas.

Debido a que la PVSLP evolucionó en forma de una plataforma carbonatada aislada con desarrollo de bordes (*isolated rimmed platform*, Basañez-Loyola *et al.*, 1993; Wilson, 1990), que se elevaba por encima de las cuencas que la rodeaban, se desarrollaron entre dichas cuencas y la plataforma zonas de cambios de facies bien marcados correspondientes a ambientes de plataforma interna, margen de plataforma, talud y cuenca. Estos cambios en los ambientes de sedimentación se pueden distinguir especialmente en las secuencias estratigráficas del Cretácico medio de la PVSLP, tiempo durante el cual esta plataforma tuvo su mayor extensión y desarrollo (Carrillo-Bravo, 1971).

Desde hace ya algunos años se han estudiado y

reportado los sedimentos de plataforma (Formación El Abra), así como sus equivalentes de talud (Formación Tamabra) y de cuenca (Formación Tamaulipas) en la porción oriental de la PVSLP, sin embargo a diferencia del margen oriental de la PVSLP poco se ha reportado en relación a las facies de transición “margen de plataforma-cuenca”, que corresponden a la zona del talud del margen occidental de esta plataforma.

El presente estudio se realizó en la porción centro-oriental del estado de San Luis Potosí, en un área de aproximadamente 50 km de ancho y 75 km de largo, que se extiende desde las ciudades de San Luis Potosí en el Sur, hasta Villa de Arista en el Norte (Figura 1). Paleogeográficamente, el área de trabajo se encuentra en la parte central de la zona de transición entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) (Figuras 1 y 2).

El objetivo del trabajo es contribuir al conocimiento del margen occidental de la PVSLP, a través de la descripción litológica y de la interpretación deposicional de los sedimentos que conforman la zona de transición entre la PVSLP y la CMCM en su margen occidental, así como interpretar el tipo de margen en relación a la

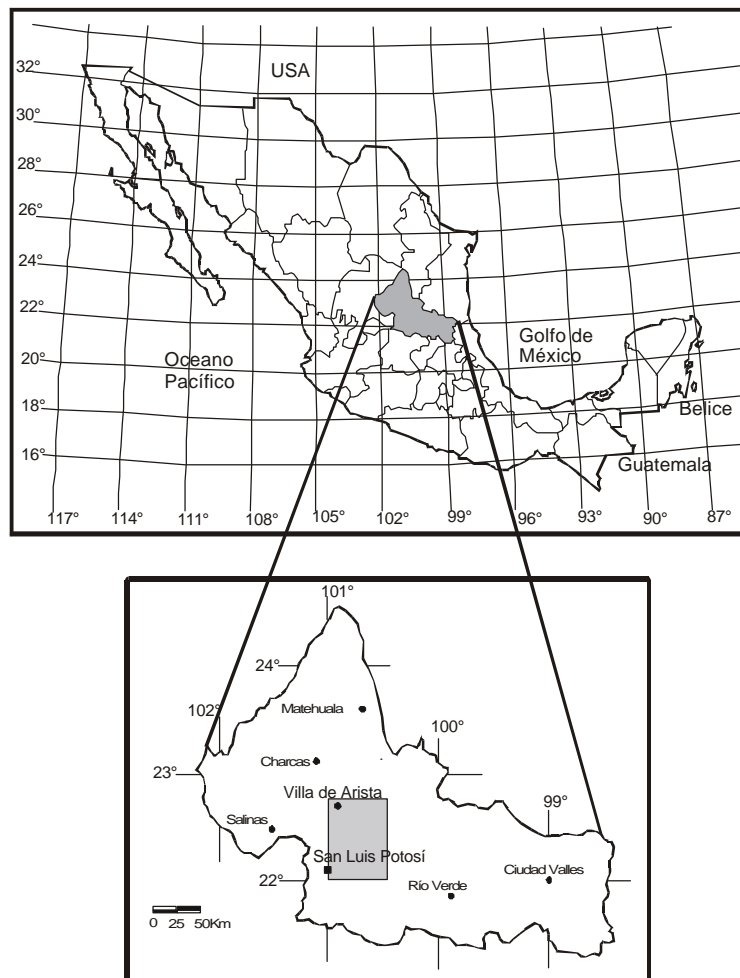


Figura 1. Localización del área de estudio.

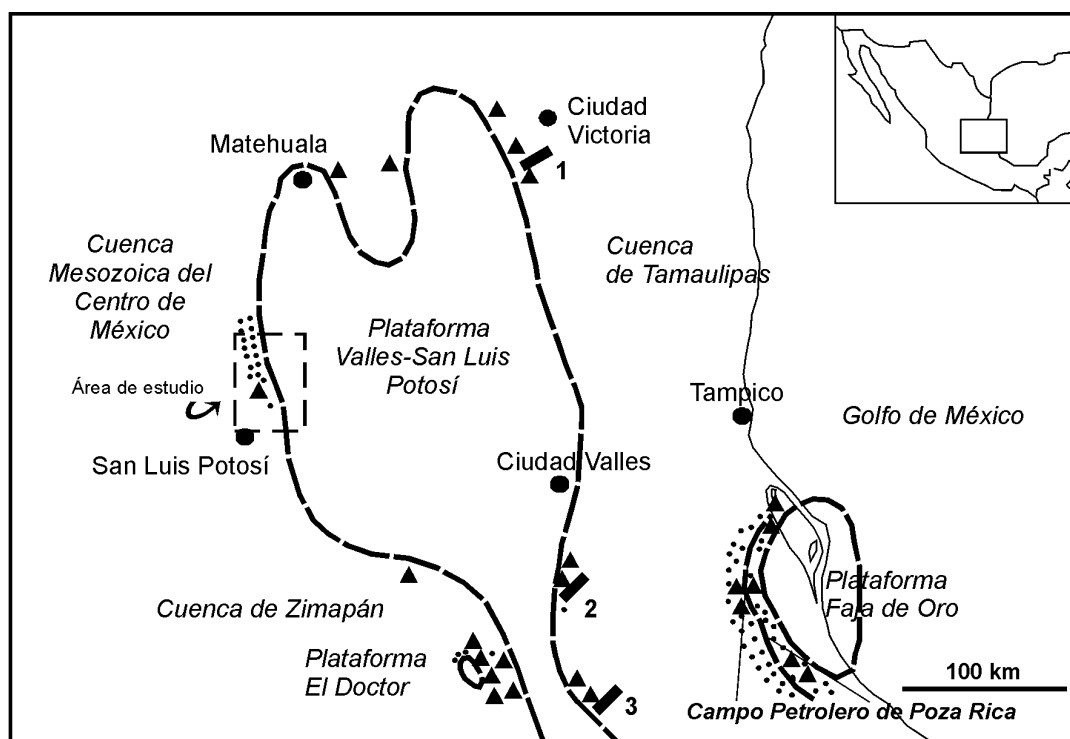


Figura 2. Paleogeografía de la porción centro-oriental de México para el Albiano-Cenomaniano, mostrando las principales cuencas y plataformas del Cretácico medio y localización del área de estudio. Los rectángulos indican áreas estudiadas por Carrasco-V. (1977): 1) Área de Guayalejo, 2) Área de Xilitla, y 3) Área de Metztlán (explicación en el texto). Los triángulos indican las zonas donde dominan las brechas calcáreas. Las áreas puntuadas muestran las zonas donde dominan horizontes gradados y biodetríticos. Modificado de Carrasco-V., 1977 y Enos, 1974.

paleogeografía de este elemento tectónico durante el Cretácico medio en la zona de estudio.

LITOFACIES DEL CRETÁCICO MEDIO

Entre los sedimentos de aguas someras de la PVSLP depositados durante el Cretácico medio, se pueden diferenciar en forma generalizada dos facies principales, las cuales en conjunto conforman la Formación El Abra (Garfias, 1915; Heim, 1926; Adkins, 1930; Muir, 1934, 1936; Nigra, 1951; Bonet, 1956; Carrillo-Bravo, 1971): 1) Facies de la zona lagunar conocida como miembro "El Abra"; y 2) facies de la zona arrecifal, llamada miembro "Taninul" (Aguayo-Camargo, 1998). La Formación El Abra y las facies que la conforman han sido bien estudiadas por Aguayo-Camargo (1975, 1978, 1998), Carrasco (1970), Enos (1974), Minero *et al.* (1983), Johnson *et al.* (1988) y Minero (1991), entre otros.

Las litofacies de aguas profundas que rodean la PVSLP se encuentran distribuidas en dos cuencas principales. En el Este y Noreste de la plataforma se extendía el paleogolfo de México, también llamado Cuenca de Tamaulipas, donde se depositó la Formación Tamaulipas superior; hacia el Oeste se encontraba la Cuenca Mesozoica del Centro de México, donde se depositaron las

rocas de la Formación Cuesta del Cura (Figuras 2 y 3).

Las litofacies que se depositaron entre las plataformas y las cuencas, conformando un cinturón sedimentario de transición que circundaba las zonas de aguas someras, están compuestas por una mezcla de sedimentos autóctonos interestratificados con sedimentos alóctonos retrabajados, que provenían de las partes altas y someras de la plataforma, y que fueron transportados hacia las áreas profundas por procesos gravitacionales y de suspensión. Los sedimentos de esta zona de transición representan a la Formación Tamabra (Figuras 3 y 4), la cual fue originalmente estudiada y definida en el subsuelo del campo petrolero Poza Rica, La Faja de Oro y en la porción oriental de la PVSLP (Heim, 1940; Barnette e Illing, 1956; Carrillo-Bravo, 1971; Enos, 1974, 1977; Aguayo-Camargo, 1975, 1978; Carrasco-V., 1977).

ESTUDIOS LITOLÓGICOS PREVIOS

La Formación Tamabra se identificó desde las fases tempranas de su investigación como una unidad donde se mezclan calizas de cuenca de la Formación Tamaulipas superior con los componentes calcáreos de aguas someras de la Caliza El Abra (*mixed facies* según Heim, 1940). Barnette e Illing (1956) describen la litología de la Formación Tamabra en los alrededores del

PERIODO	EPOCA	EDAD	Cuenca Mesozoica del Centro de México	Margen Occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí	Margen Oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí				
			Carrillo-Bravo, 1971	López-Doncel, este estudio	Aguayo, 1998				
TERCIARIO	Cuaternario	Reciente	Aluvión	Aluvión					
		Pleistoceno							
	Neogeno	Plioceno							
		Mioceno							
		Oligoceno	Ahuichila						
		Eoceno							
		Paleogeno	Paleoceno						
	CRETÁCICO	Superior	Maestrichtiano	Caracol	Cárdenas	Lutita			
			Senoniano			Campaniano	Tamuin?	Méndez	
Santoniano							San Felipe		
Coniaciano						Tamasopo	Agua Nueva		
							Tamabra y Tamaulipas Superior (interdigitada)		
Turoniano			Indidura/Soyatal						
Cenomaniano									
Inferior		Albiano	Superior	Cuesta del Cura	El Abra				
			Medio						
			Inferior						
		Aptiano	Tamaulipas Sup. Otates/La Peña			Guaxcamá	?		
		Neocomiano	Barremiano			Tamaulipas Inferior	Tamabra	El Abra	
			Hauteriviano						
			Valanginiano						
			Berriasiano						
			Taraises						Tamaulipas Inferior

Figura 3. Correlación estratigráfica entre la Cuenca Mesozoica del Centro de México y los márgenes occidental y oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Campo Petrolero de Poza Rica como “una secuencia de calizas y dolomías bioclásticas, que subyacen a las calizas, margas y lutitas de la Formación San Felipe y Agua Nueva y sobreyacen y cambian lateralmente, hacia el Sur, a calcilutitas impermeables, similares a las calizas de la Formación Tamaulipas de la Sierra Madre”.

Enos (1977) distinguió básicamente cinco litologías diferentes de la Formación Tamabra en la región de la Faja de Oro y del campo petrolero de Poza Rica: 1) *grainstone* y *packstone* con fragmentos de bioclastos; 2) *wackestone* de rudistas; 3) *wackestone* con microfósiles pelágicos; 4) brecha con clastos de *grainstone*, *packstone* y *wackestone*; y 5) dolomía

Carrasco-V. (1977) describe la litología de la Formación Tamabra en tres secciones estratigráficas que exponen bien a esta unidad en las regiones de Guayalejo, Xilitla y Metztlán del margen oriental de la PVSLLP (Figura 2). Este autor identificó una serie de calizas autóctonas de cuenca con foraminíferos pelágicos, las

cuales se interestratifican con calizas alóctonas lamina-das y gradadas, depósitos turbidíticos, depósitos interes-tratificados tipo flujos de escombros, brechas masivas canalizadas y localmente bloques exóticos.

Programas de investigación, apoyados con trabajo de campo y de prospección geofísica, proponen que las plataformas del Cretácico medio en esta región fueron limitadas por pendientes abruptas (Rockwell y García-Rojas, 1953; Guzmán, 1967; Viniegra y Castillo-Tejero, 1970; Enos, 1974; Carrasco-V., 1977). El relieve del escarpe formado en la parte occidental de la plataforma de la Faja de Oro, por ejemplo, sumó a finales del Cretácico medio aproximadamente 1,000 m (Enos, 1974, 1977).

El origen de este margen se ha interpretado como un producto tectónico del tipo falla normal (Aguayo-Camargo, 1998) o pliegue (Coogan *et al.*, 1972), ya que la estructura y orientación de este sistema de plataformas sugieren un control estructural (Wilson 1987, 1990).

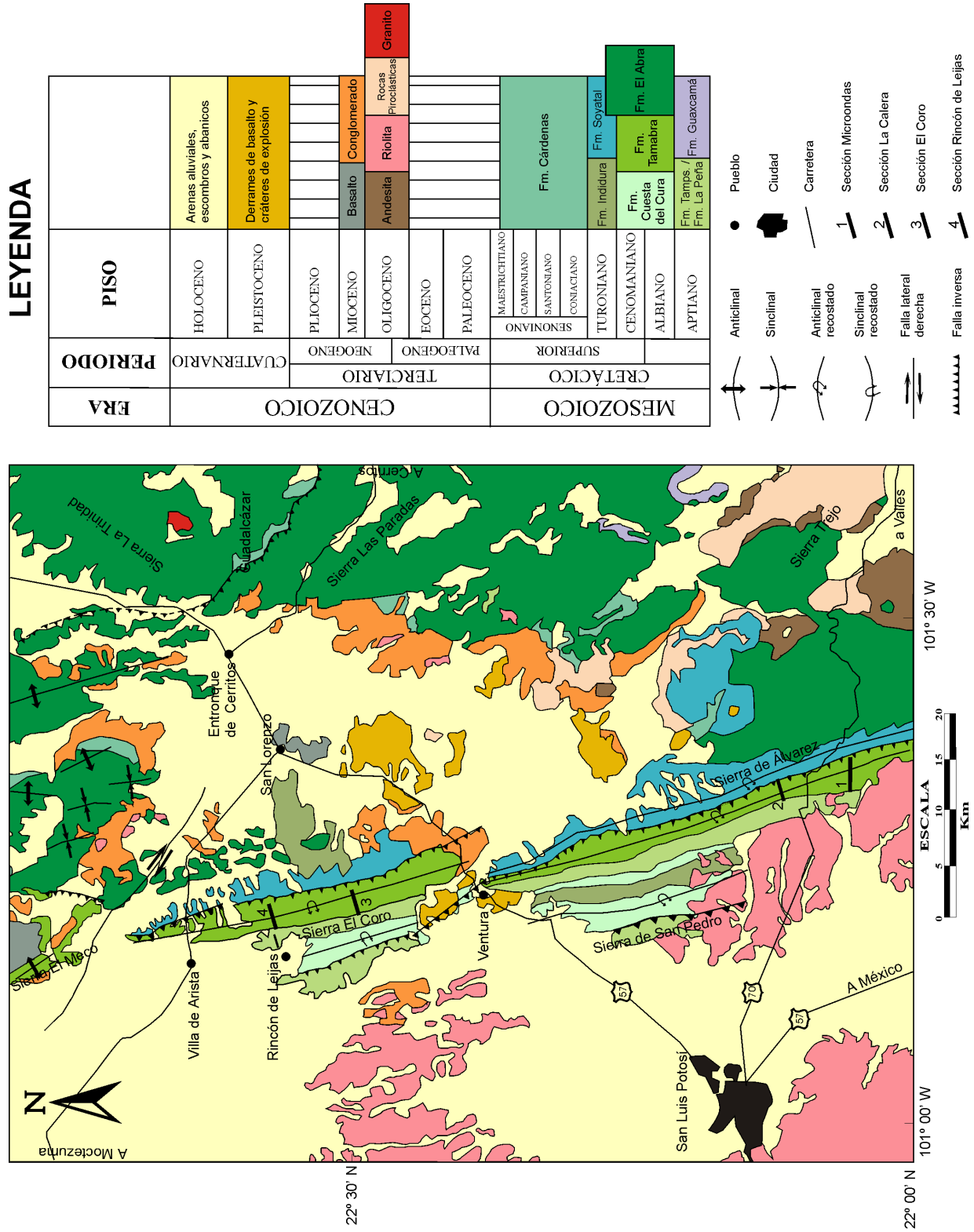


Figura 4. Mapa geológico del área de estudio que incluye a la Formación Tamabra. Modificado de la base geológica de Labarthe *et al.* 1982.

ESTRATIGRAFÍA Y LITOLOGÍA DEL MARGEN OCCIDENTAL

El margen occidental de la PVSLP ha sido hasta ahora la parte menos reportada de esta estructura paleogeográfica del Cretácico. En esta área afloran primordialmente secuencias sedimentarias cretácicas, donde están representadas las tres litofacies del Cretácico medio: plataforma, cuenca y talud. El presente trabajo reporta los estudios realizados en rocas de la transición entre la plataforma y la cuenca, permitiendo identificar las litofacies y su ambiente de depósito por primera vez. Estos sedimentos son en edad y génesis comparables con las rocas de talud de la Formación Tamabra en la porción oriental de la PVSLP, por lo cual en el presente trabajo se denomina con el mismo nombre de Formación Tamabra a las rocas de la zona de transición entre la PVSLP y la CMCM, con base en las similitudes genéticas, estratigráficas y litológicas.

En el área de estudio, la Formación Tamabra aflora como una franja con un rumbo general NW-SE, de aproximadamente 4 a 5 km de ancho (Figura 4). Aquí se reconocen secuencias estratigráficas, en su mayor parte tectónicamente incompletas, de carbonatos autóctonos mezclados con diversos tipos de depósitos alóctonos.

A lo largo del área estudiada se ubican dos sierras principales que contienen secuencias de la zona de transición, en el Sur la Sierra de Álvarez y en el Norte la Sierra del Coro (Figura 4). Cuatro secciones estratigráficas fueron medidas en las sierras mencionadas, dos en la Sierra de Álvarez, denominadas secciones Microondas y La Calera, y dos en la Sierra del Coro, denominadas secciones El Coro y Rincón de Leijas (Figura 4).

FORMACIÓN TAMABRA

Sierra de Álvarez, secciones Microondas y La Calera

La sección Microondas (Figura 5) contiene una secuencia incompleta de 37 m de espesor de la Formación Tamabra, donde sólo aflora la formación sobreyacente (Formación Soyatal), ya que a causa de fallamiento su base no aflora. En la sección La Calera (Figura 6), la Formación Tamabra, con 69 m de espesor, es subyacida por calizas micríticas y bioclásticas de la Formación La Peña, en capas con espesores de gruesas a masivas. La secuencia es sobreyacida por margas, calizas margosas y lutitas de la Formación Soyatal, preferentemente en estratos medios y delgados.

En ambas secciones medidas, la Formación Tamabra contiene intercalaciones de algunos metros de espesor de *mudstone* y *wackestone* en capas delgadas y medias, laminadas, de color gris oscuro, las cuales contienen pequeños lentes, nódulos y delgadas capas de pedernal. Estas series aparecen indistintamente en cualquier nivel de las secciones medidas (Figuras 5 y 6). Los

componentes principales de estas secuencias son foraminíferos planctónicos, pequeños bioclastos y calcisferas, contenidos en una matriz micrítica (Figuras 7 A y B; Figura 8 A). Estas secuencias micríticas son pobres en macrofauna; durante este estudio se encontraron únicamente dos ejemplares de amonites (*Worthoceras* sp. y *Turrilites* sp.) en la sección La Calera.

Igualmente interestratificados, se encuentran horizontes delgados a gruesos de *grainstone* y *packstone* los cuales muestran una gradación normal. Los componentes calcáreos son principalmente bioclastos, en su mayoría de fauna arrecifal (rudistas), microfauna bentónica lagunar (preferentemente miliolidos), peloides y ooides, así como extra- e intraclastos, en una matriz micrítica a microespática (Figuras 5, 6, 7 C y 8 B).

Los componentes se presentan en formas bien redondeadas en tamaños menores a 2 mm. Dentro de estos horizontes gradados y normales se reconocen secuencias cíclicas, donde de la base hacia el techo disminuye el tamaño de grano formando depósitos claramente del tipo turbidítico y donde aparecen total o parcialmente las zonas de una secuencia Bouma (Bouma 1964; Figura 8 F). Hacia las partes superiores de las secciones medidas se reconocen removilizaciones del sedimento en un estado aún semisólido, ocasionando con esto plegamiento y deformación sinsedimentaria, llegando a formar pliegues locales en escala de algunos decímetros.

Un tercer tipo de depósito interestratificado que sobresale dentro de las secciones medidas, consiste en secuencias compuestas por capas gruesas a masivas de color gris claro de *floatstone* y *rudstone* (Figuras 5 y 6). Debido a su aspecto masivo, estas capas son fáciles de reconocer directamente en el afloramiento (Figura 7 D). Estas brechas calcáreas se componen principalmente de grandes bioclastos, extra- e intraclastos, los cuales varían en tamaño de mayores a los 2 mm hasta de algunos decímetros (Figura 7 D).

El arreglo de los componentes es generalmente caótico, sin embargo, en la base de algunas brechas es posible reconocer una orientación, hasta la imbricación de los componentes. La fábrica de estos horizontes oscila de soportada en matriz (*mud supported*) a soportada en granos (*grain supported*). El tipo de matriz y cementante puede de igual forma cambiar de micrítica a espatita, dominando en general el segundo tipo. Un aspecto en estas brechas calcáreas es la composición de los clastos que las conforman. Los bioclastos presentes son en su mayoría fragmentos angulosos a redondeados de rudistas, así como de otros bioclastos asociados, provenientes de la zona arrecifal (Figura 7 F). Gran variedad se observa en los extraclastos presentes. Estos se presentan en tamaños que varían de pocos milímetros hasta varios decímetros, incluyendo litoclastos micríticos, masivos y laminados, pedernal negro, así como litoclastos con gran contenido de organismos de zonas de aguas someras como lo son foraminíferos bentónicos, briozoarios y algas (Figuras 7 E y 8 D). Los intraclastos se componen de restos retrabajados del piso marino, los cuales presentan

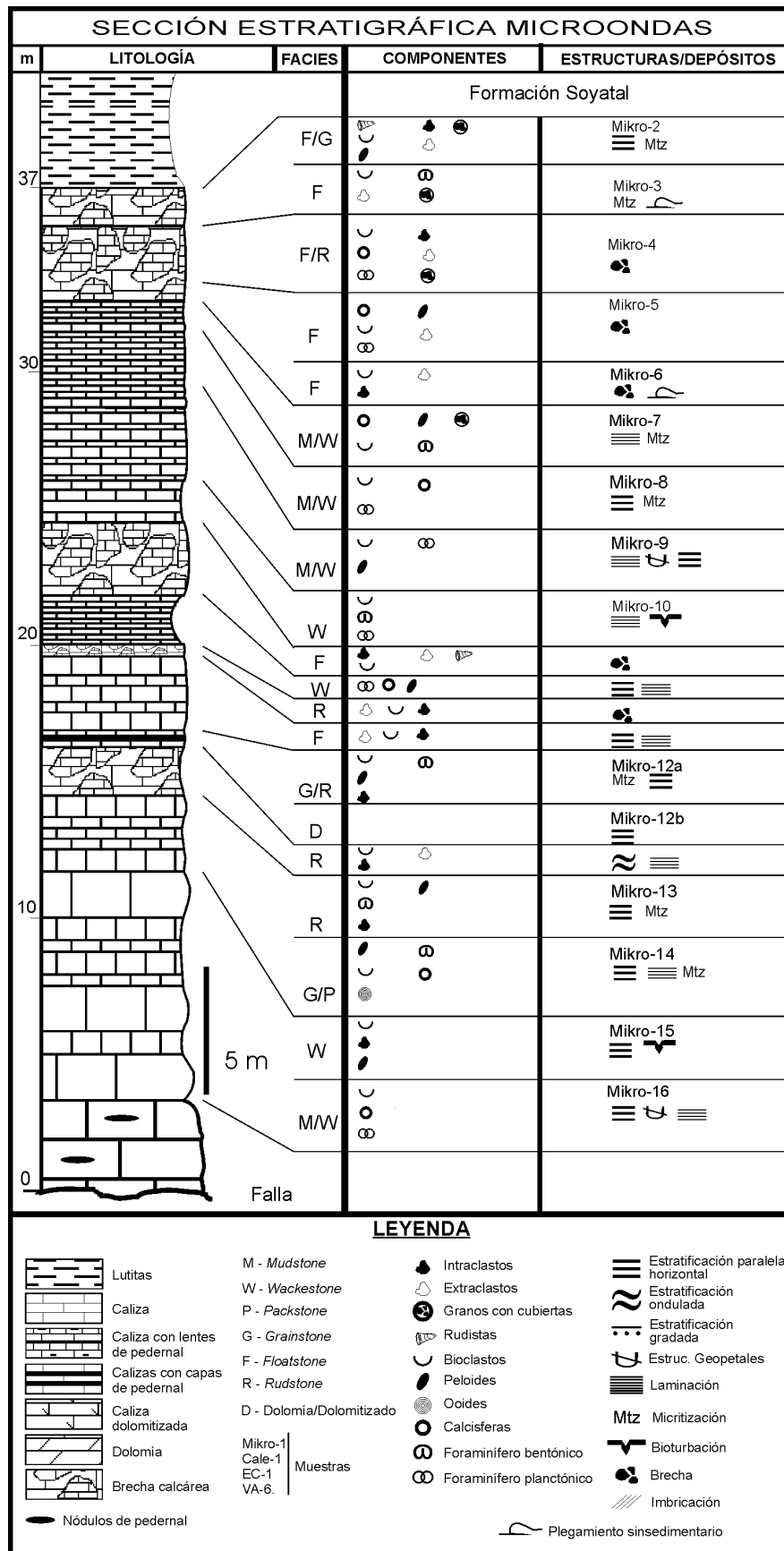


Figura 5. Sección estratigráfica Microondas de la Formación Tamabra en la Sierra de Álvarez. Para localización ver Figura 4.

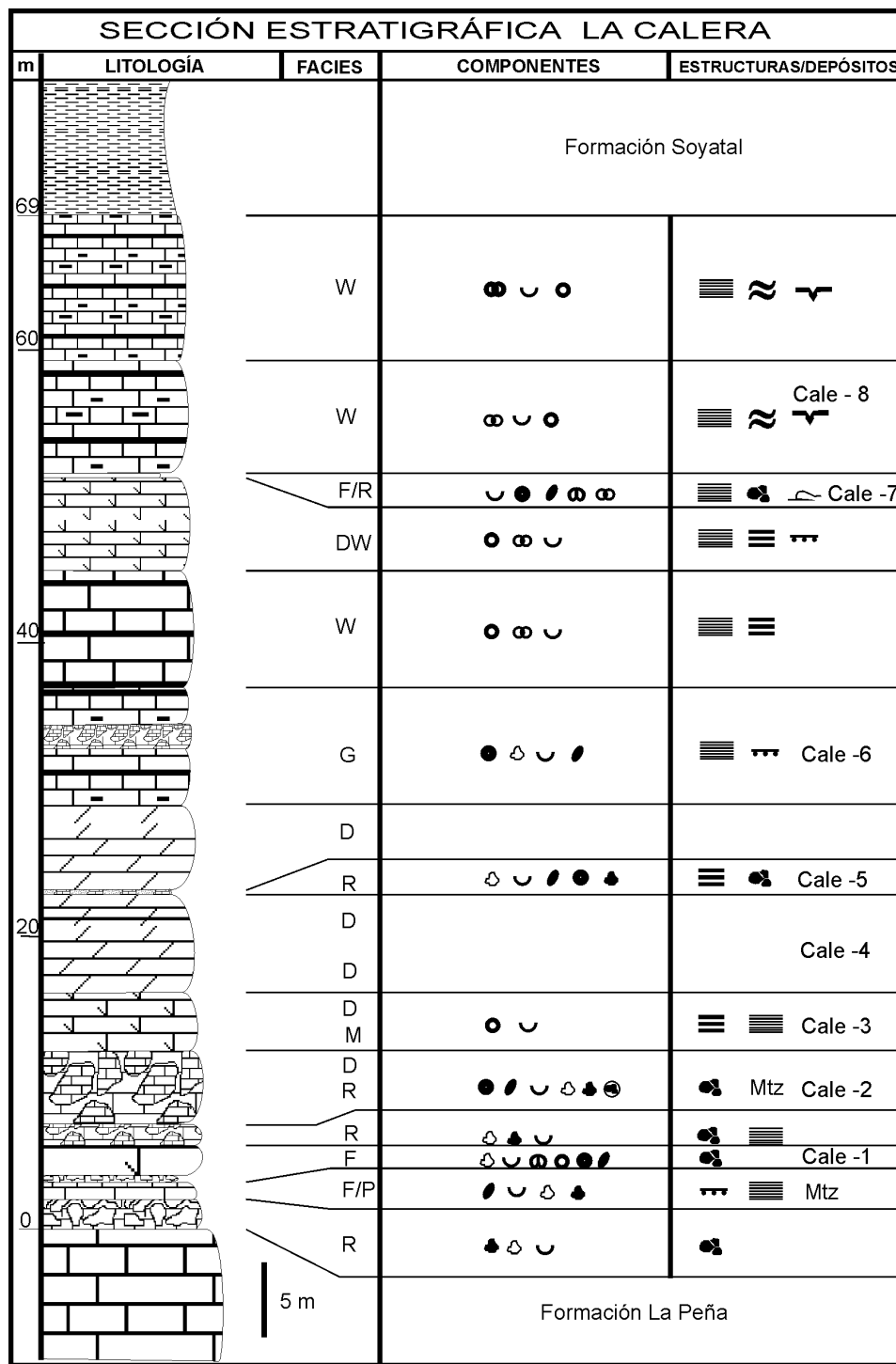


Figura 6. Sección estratigráfica La Calera de la Formación Tamabra en la Sierra de Álvarez. Para localización ver Figura 4; para simbología ver Figura 5.

las mismas características de las rocas que conforman las series interestratificadas de *mudstone* y *wackestone*. El análisis microfacial de estas brechas demuestran una mezcla de componentes no sólo a nivel macroscópico sino también de los microcomponentes, donde resalta la presencia fragmentos de *wackestone* con foraminíferos

pelágicos (Figura 8 D), y bioclastos de fauna bentónica de aguas someras (Figuras 8 D y E).

La distribución de las brechas calcáreas en ambas secciones medidas no muestran un arreglo determinado, ya que éstas se presentan en la sección Microondas preferentemente en la mitad superior, mientras en la sección

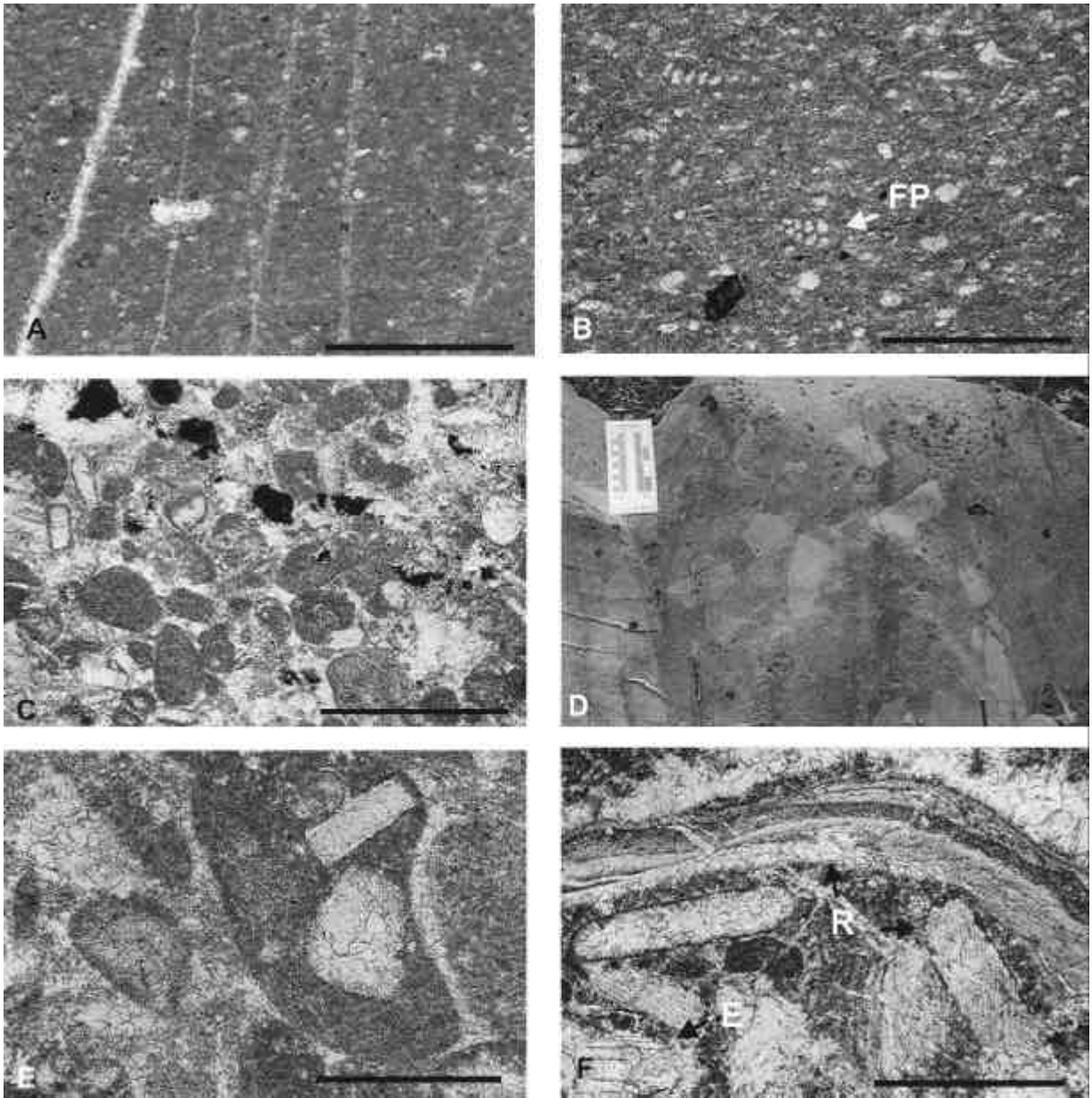


Figura 7. Litofacies de la Formación Tamabra; sección Microondas. A. Fotomicrografía de un *mudstone* de las secuencias autóctonas de la Formación Tamabra. En la parte central de la foto se reconoce un foraminífero planctónico globular dentro de una matriz micrítica. Muestra Mikro-7, 10x, nícoles =, escala 1 mm. B. Fotomicrografía de un *wackestone* de las secuencias autóctonas de la Formación Tamabra. En la foto se reconocen un foraminífero biserial (FP), pequeños bioclastos y calcisferas. La matriz es micrítica. Muestra Mikro-10, 10x, nícoles X, escala 1 mm. C. *Grainstone* de peloides (pelesparita) con moderada a intensa micritización de los bioclastos. Muestra Mikro-14, 5x, nícoles =, escala 1 mm. D. Brecha calcárea de la sección Microondas (*floatstone*) con clastos angulares mayores que 2 mm incluidos en una matriz micrítica. Los clastos son principalmente intra- y extraclastos. E. Fotomicrografía de un *floatstone* con extraclastos redondeados. Dentro del extraclasto se reconocen dos bioclastos. La matriz es microespática y espática. Muestra Mikro5, 10x, nícoles +, escala 1 mm. F. Fotomicrografía de un *rudstone* de la sección Microondas. Se distinguen bioclastos de rudistas (R) y equinodermos (E) mayores que 2 mm. La fábrica es soportada por granos. Muestra Mikro-13, 5x, nícoles =, escala 1 mm.

La Calera se encuentran en la porción inferior (Figuras 5 y 6). Su emplazamiento muestra variaciones laterales bien marcadas, ya que aunque la estratificación en afloramiento aparece horizontal paralela, su distribución lateral sugiere una geometría lenticular. Ambas secciones medidas en la Sierra de Álvarez presentan

similitudes en los tipos de depósito presentes.

La dolomitización es característica de ambas secciones medidas de la Formación Tamabra en la Sierra de Álvarez, la cual afecta principalmente a las partes inferiores de las secuencias medidas. Se reconocen dos tipos de dolomitización dentro de estas secuencias. La

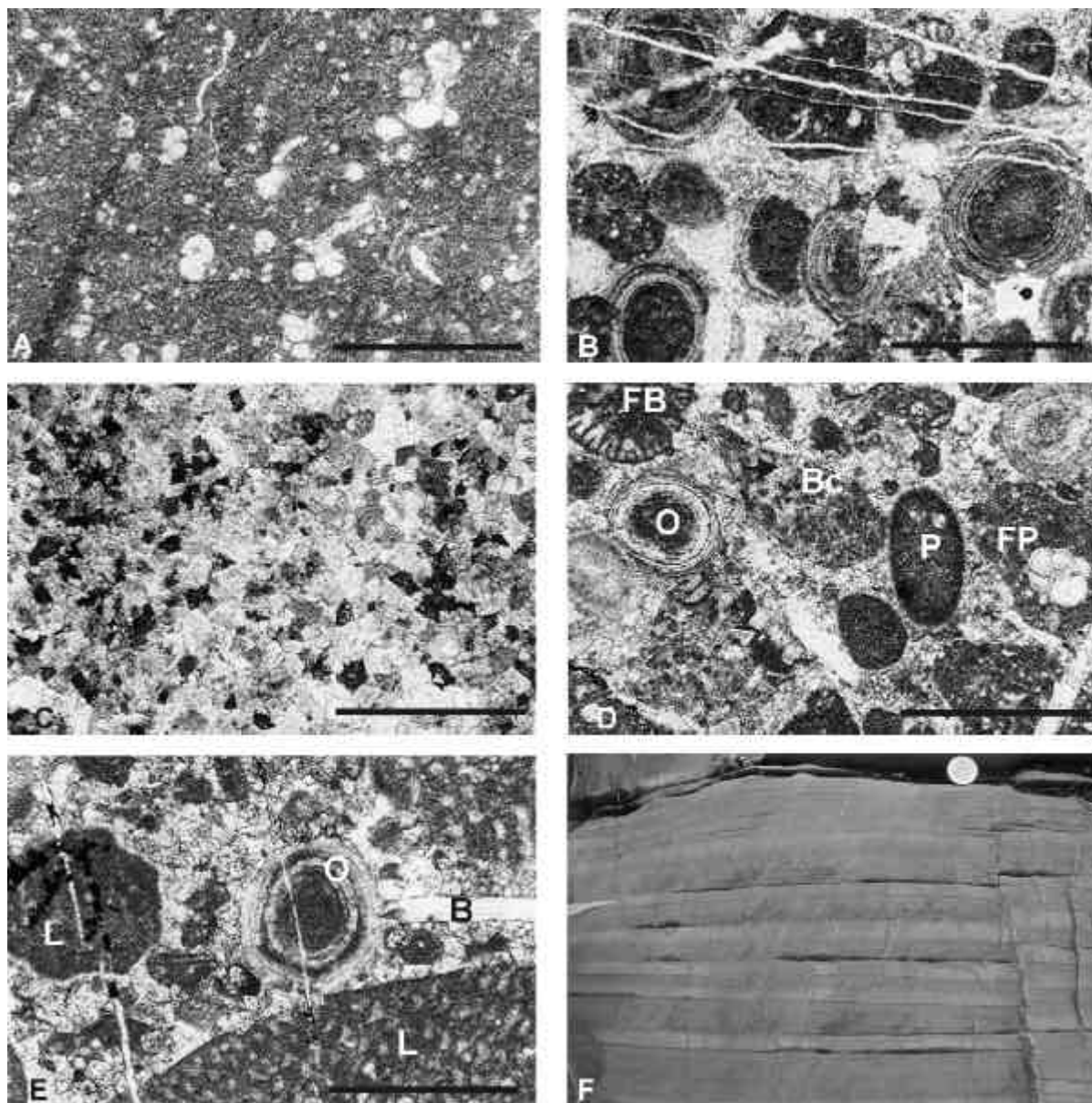


Figura 8. Litofacies de la Formación Tamabra, sección La Calera. A. Fotomicrografía de un *wackestone* de la parte superior de la Fm. Tamabra. Se reconocen pequeños bioclastos, calcisferas y foraminíferos planctónicos flotando en una matriz micrítica. Muestra Cale8, 5x, nícoles +, escala 1 mm. B. Fotomicrografía de un *grainstone* donde se observan contactos cóncavo-convexos y sus suturas entre ooides y peloides. Muestra Cale6, 5x, nícoles =, escala 1 mm. C. Fotomicrografía de una dolomía. La dolomitización destruyó todas las estructuras y componentes presentes. Muestra Cale4, 5x, nícoles +, escala 1 mm. D. y E. Fotomicrografías de pequeños componentes calcáreos de diversos ambientes deposicionales (de aguas someras y aguas profundas). Ooides (O), peloides (P), litoclastos (L) con fauna pelágica (FP) y bentónica (FB) así como bioclastos (B), entre litoclastos grandes de las facies de *rudstone* y *floatstone*. D: Muestra Cale7, E: Muestra Cale1, 5x, nícoles =, escala 1 mm. F. Secuencias rítmicas de turbiditas calcáreas con una clara diferenciación de las zonas A, B y C de una secuencia Bouma.

primera es una dolomitización temprana que se reconoce en los extraclastos de las brechas calcáreas presentes provenientes de la zona de aguas someras, y es característica en las rocas de la zona arrecifal y posarrecifal. Un segundo tipo, la dolomitización epigenética, afecta indiscriminadamente gran parte de las secuencias medidas. Este último tipo de dolomitización puede variar en intensidad desde moderada hasta llegar a destruir completamente la fábrica de la roca formando un mosaico

tipo hypidiotópico (Figura 8 C).

Dos unidades de litofacies son claramente diferenciables en ambas secciones, una es la compuesta por las series de *mudstone* y *wackestone* con fauna pelágica, la cual muestra las características típicas de una sedimentación autóctona depositada en las zonas de cuenca hasta la zona marginal del talud (zona de facies 1 a 3, según Wilson, 1975 y Flügel, 1978); estos sedimentos son equivalentes a los depósitos de cuenca de la Formación

Cuesta del Cura en la CMM. La otra unidad es la compuesta por sedimentos interestratificados de *grainstone*, *packstone*, *floatstone* y *rudstone*, la cual muestra claras evidencias de un depósito alóctono producido por procesos gravitacionales y de suspensión. La coexistencia de sedimentos autóctonos y alóctonos en una misma secuencia es típica de depósitos en una zona de transición, lo que indica claramente una sedimentación en la zona de talud (zona de facies 4, según Wilson, 1975 y Flügel, 1978).

Sierra del Coro, secciones El Coro y Rincón de Leijas

La Sierra del Coro, localizada a aproximadamente 40 km al noroeste de la ciudad de San Luis Potosí, contiene una de las secuencias más representativas de la Formación Tamabra del margen occidental de la PVSLP. En el presente trabajo se describen dos secciones medidas en la Sierra del Coro, una en su parte central, llamada sección El Coro, de 120 m de espesor, y otra localizada en su extremo noroccidental, llamada sección Rincón de Leijas, con 84 m de espesor (Figura 4). Ambas secciones contienen secuencias completas de la Formación Tamabra, siendo ésta subyacida por calizas micríticas en estratos medios a gruesos de la Formación La Peña y sobreyacida por calizas margosas, margas y lutitas delgadas de la Formación Soyatal (Figuras 9 y 10).

En ambas secciones se reconocen paquetes interestratificados de *mudstone* y *wackestone*, de color gris oscuro, los cuales contienen nódulos, lentes y delgadas bandas de pedernal negro (Figuras 9 y 10). Estos sedimentos se presentan en estratos delgados, laminados y localmente presentan ondulamiento. Estos paquetes de *wackestone* y *mudstone* aparecen en diferentes niveles de las secciones y llegan a medir hasta algunas decenas de metros de espesor. La macrofauna en estos paquetes es muy pobre, identificándose únicamente un ejemplar de amonite (*Scaphites* sp.).

El análisis microfacial muestra una matriz micrítica con componentes menores a 2 mm entre los que resaltan foraminíferos planctónicos, calcisferas, espículas y pequeños bioclastos (Figuras 11 C y 12 A).

Dentro de los paquetes de *mudstone* y *wackestone* de la parte superior de las secciones medidas se reconoce un aumento gradual en el contenido de componentes, los cuales, en su base, llegan a aumentar hasta más del 30% del contenido total de la roca, pasando transicionalmente de *wackestone* a *packstone*. Este aumento en el contenido de componentes va acompañado de una gradación normal, la cual llega a repetirse en varios bancos, formando secuencias turbidíticas que van de proximales a medias. De la base hacia el techo de algunas de estas secuencias turbidíticas se reconoce muy bien una ritmicidad en la que están representadas las zonas A, B, C y localmente D de las secuencias tipo Bouma (Figura 12, B). Aunque las secuencias turbidíticas se pudieron reconocer en ambas secciones medidas en la Sierra del Coro,

en la sección Rincón de Leijas se presentan mejor expuestas (Figura 10).

Las turbiditas calcáreas exhiben diversas estructuras sedimentarias que oscilan entre fallamiento y plegamiento sinsedimentario (Figura 12 C), estratificación cruzada, marcas de carga, ripples y ondulamientos muy característicos. Al igual que en la Sierra de Álvarez, estas secuencias llegan a estar parcial o totalmente dolomitizadas.

Uno de los aspectos sedimentológicos más importante de la Sierra del Coro es la presencia de brechas calcáreas con espesores de varios metros. Las brechas de la Sierra del Coro son las más potentes y características en esta zona de transición. Estas brechas están constituidas por *floatstone* y *rudstone* en capas masivas que, como en la brecha de la sección El Coro (Figuras 11 A y B), llegan a alcanzar los 12 m de espesor. Geométricamente, las brechas calcáreas muestran una base planar-horizontal y una cima transicional, sólo localmente se reconocen estructuras de erosión y/o marcas de carga en la base de la brecha. Aunque es posible seguir el alcance lateral de algunas de las brechas por algunos kilómetros, es clara su tendencia a acuñarse, formando en la mayoría de los casos estructuras lenticulares, características típicas de brechas canalizadas. Se han diferenciado dos tipos de brechas calcáreas, las cuales se describen a continuación.

La brecha de la sección El Coro de 12 m de espesor (Figura 11 B) está formada de un solo cuerpo brechoso compuesto por grandes bioclastos y litoclastos (Figura 11 E) sin arreglo alguno, en una fábrica predominantemente soportada en matriz, los cuales están mal clasificados y varían de angulosos a semiredondeados, contenidos en una matriz que varía de micrítica a espática y localmente dismicrítica. Esta brecha, al igual que las brechas de la Sierra de Álvarez, llega a encontrarse dolomitizada en diferentes grados (Figura 11 D). Los componentes presentes provienen tanto de facies de aguas someras, así como de facies de aguas profundas y del talud, dominando claramente los bioclastos, los cuales son casi exclusivamente de las zonas de plataforma (Figura 11 D). Dentro de las brechas llegan a encontrarse bloques de hasta un metro de diámetro conteniendo fauna arrecifal (rudistas) en posición de crecimiento, lo que indica colapsos del frente arrecifal y transporte hacia zonas más profundas. Sin embargo, bioclastos de tamaños que oscilan entre la fracción de la arena hasta guijarros, son igualmente comunes. Otros de los componentes encontrados son intraclastos, en su mayoría clastos tabulares semiredondeados de algunos centímetros hasta ocasionalmente algunos metros de largo de *wackestone* y *mudstone* laminados, con lentes y capas delgadas de pedernal, los cuales llegan a encontrarse en paquetes estratificados dentro de la matriz de la brecha (Figura 11 E). Estos intraclastos son idénticos a las capas que sobreyacen y subyacen a la brecha calcárea. Es muy común encontrar dentro de la masa básica intraclastos deformados, rotados o torcidos, que indican deformación

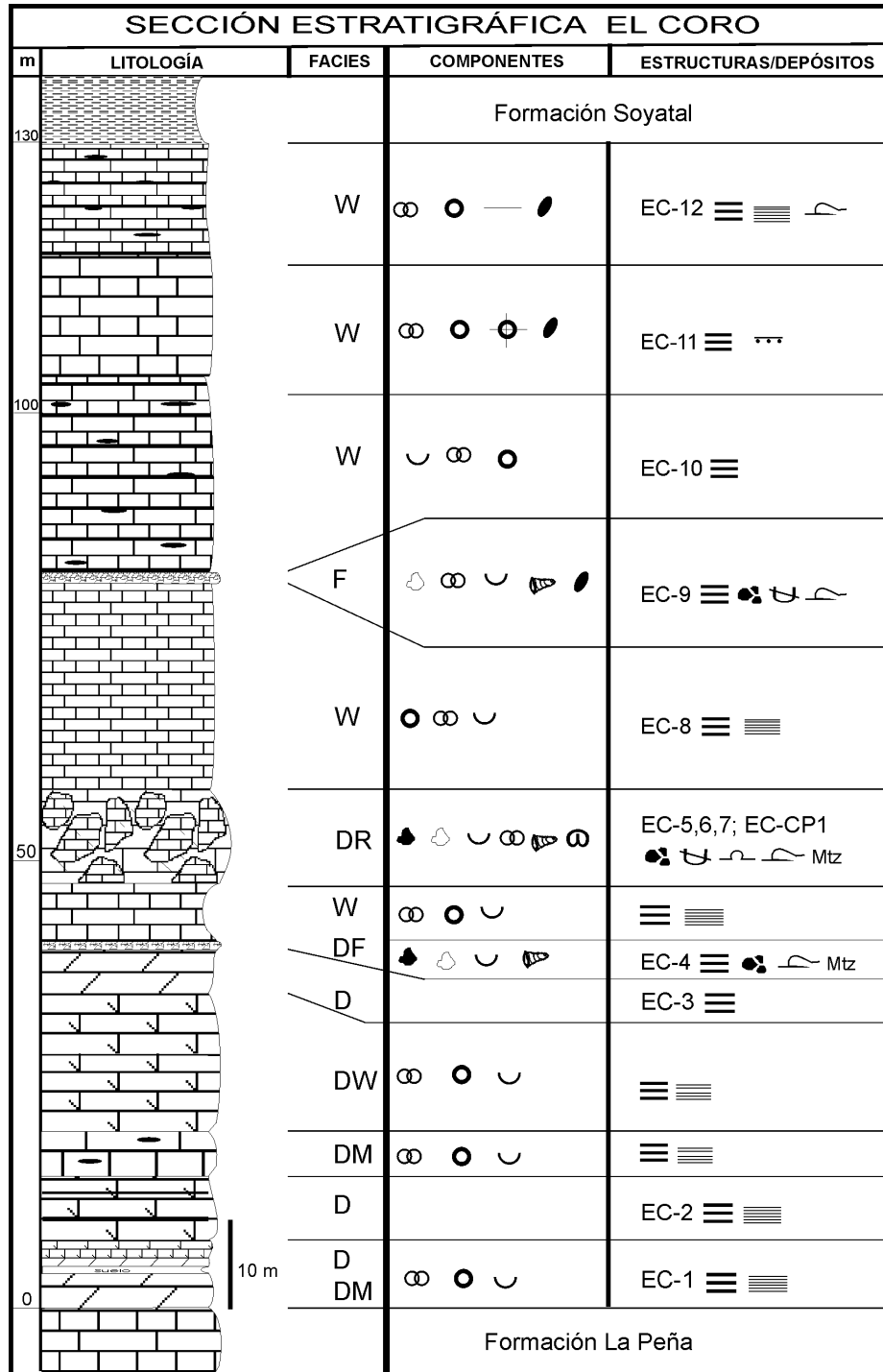


Figura 9. Sección estratigráfica El Coro de la Formación Tamabra en la Sierra del Coro. Para localización ver Figura 4; para simbología ver Figura 5.

de sedimentos suaves (*soft deformation*), lo que sugiere un transporte de estos componentes en estado semilitificado.

Las brechas de la sección Rincón de Leijas presentan una asociación de componentes diferentes a los del área del Coro, ya que aquí dominan los litoclastos sobre los bioclastos (Figura 10). De igual modo, los clastos

muestran una geometría característica, tratándose principalmente de clastos tabulares alargados de *wackestone* y *mudstone*, de pocos centímetros hasta algunos decímetros de longitud, los cuales muestran en la base de las brechas una clara imbricación (Figuras 12 D y E), características de las brechas calcáreas que son originadas por desprendimientos en las partes medias del talud

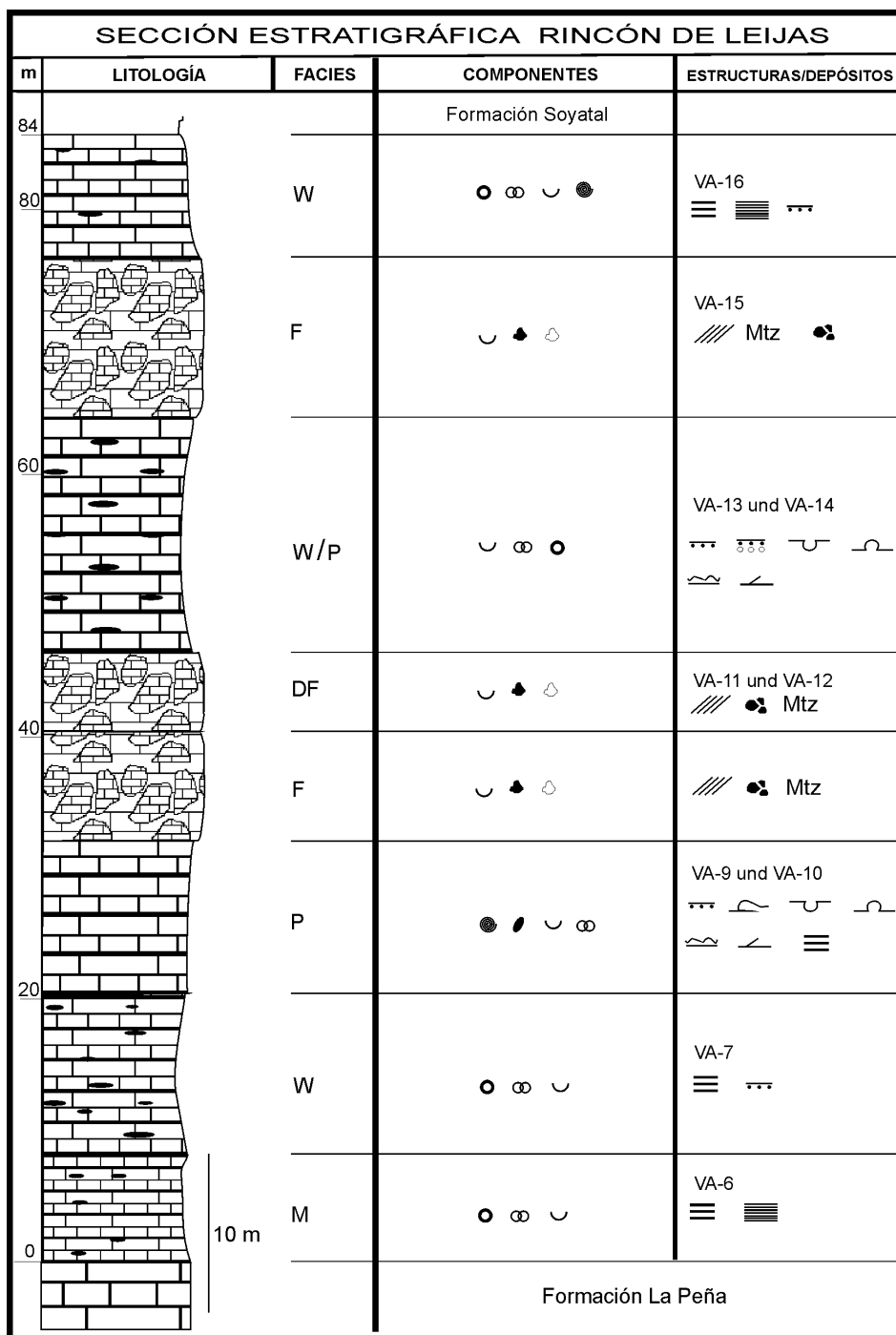


Figura 10. Sección estratigráfica Rincón de Leijas de la Formación Tamabra en la Sierra del Coro. Para localización ver Figura 4; para simbología ver Figura 5.

(McIlreath y James, 1978). La tendencia general dentro de estas brechas es una disminución en el tamaño de los clastos hacia la cima, la cual va acompañada por un aumento en el contenido de matriz (*packstone* a *floatstone*). También, a diferencia de las brechas de La Sierra del Coro, en el área de Rincón de Leijas las brechas muestran siempre una orientación de los clastos (Figuras

12 D y E). La matriz es principalmente micrítica, la cual en algunos los casos se encuentra dolomitizada en diferentes grados (Figura 12 F). Al igual que las secuencias estudiadas de la Sierra de Álvarez, la Sierra del Coro contiene una intercalación de sedimentos autóctonos, representados por las secuencias de *mudstone* y *wackestone* con fauna pelágica, las cuales muestran

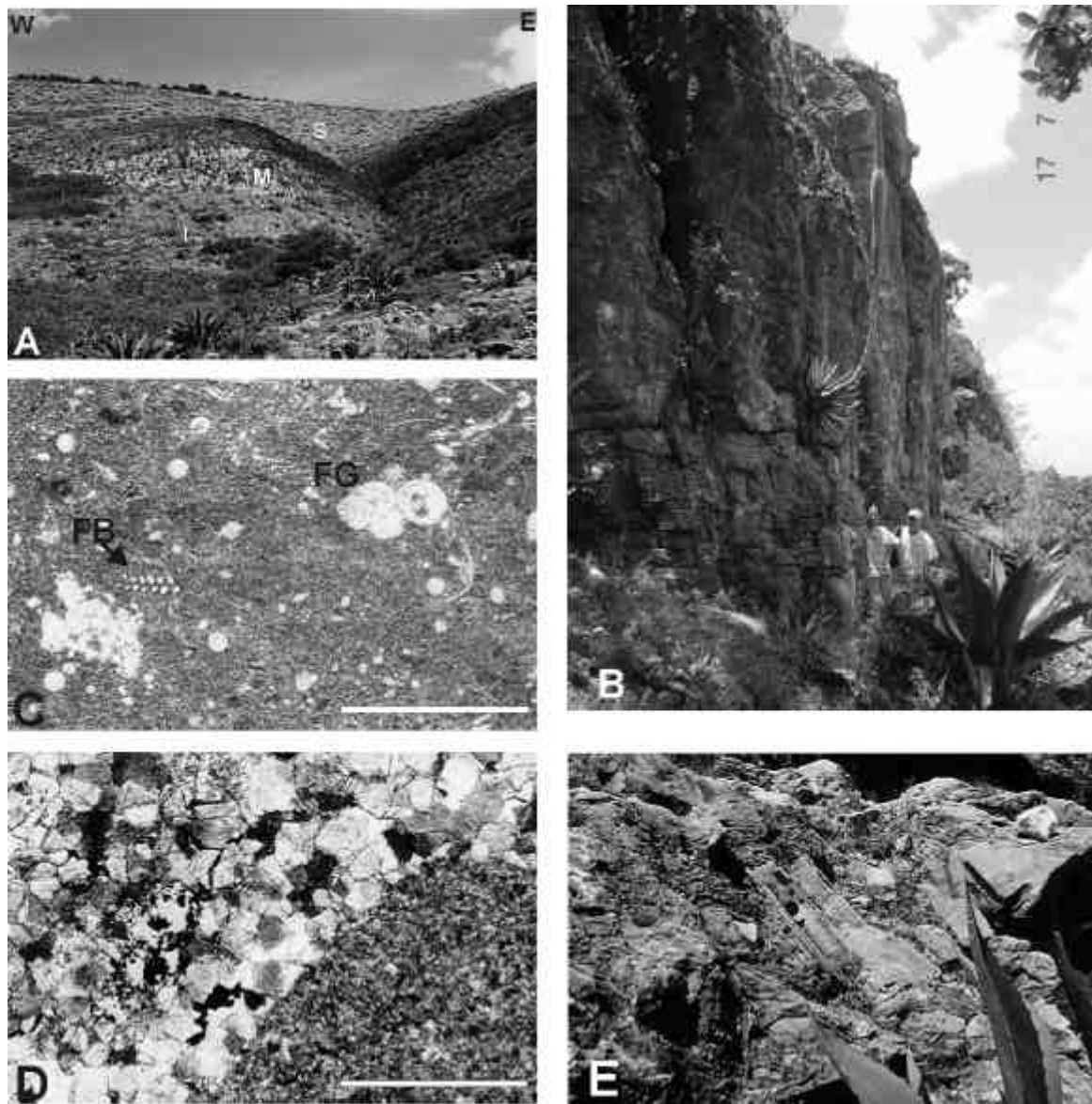


Figura 11. Litofacias de la Formación Tamabra; sección El Coro. A. Vista de Sur a Norte del núcleo de la Sierra del Coro, donde se reconocen tres secuencias claramente diferenciables (ver Figura 5). La parte inferior (I) compuesta principalmente por horizontes dolomitizados, la parte media (M) compuesta por una brecha de 12 m de espesor y la parte superior (S) constituida por capas de *wackestone*. B. Exposición de la brecha calcárea canalizada en la Sierra del Coro. C. Fotomicrografía de foraminíferos globulares (FG, *Hedbergella* sp.?) y biseriales (FB, *Heterohelix* sp.?) incluidos junto a pequeños bioclastos y calcisferas dentro de matriz micrítica de un *wackestone* de la parte superior de la Fm. Tamabra. Muestra EC-11, 5x, nicoles -, escala 1 mm. D. Fotomicrografía de dos tipos de dolomita en la brecha calcárea de la Sierra del Coro. A la derecha aparecen microcristales de dolomita en un bioclasto poco reconocible y en el centro se reconocen grandes cristales subhedrales de dolomita (epigenética). Muestra EC-CP1, 5x, nicoles +, escala 1 mm. E. Intraclasto de varios decímetros de longitud de *wackestone* aún estratificado, dentro de la brecha calcárea de la Fm. Tamabra en la Sierra del Coro. Largo del afloramiento 2 m.

características de depósitos de una zona de facies 1 a 3 (según Wilson, 1975 y Flügel, 1978) de la zona de cuenca al pie de talud. Junto a estas secuencias autóctonas se presentan secuencias alóctonas de *packstones*, *floatstones* y *rudstones* con fauna y clastos retrabajados, que sugieren el depósito en una zona de inestabilidad, la cual está representada porque fueron transportados de zonas topográficamente superiores y depositados en el talud (zona de facies 4, según Wilson, 1975 y Flügel, 1978).

INTERPRETACIÓN DEL TIPO DE MARGEN Y PALEOGEOGRAFÍA

La relación de los depósitos de las secuencias medidas de la Formación Tamabra en el área de estudio brindan información que permite establecer algunas conclusiones respecto al tipo y relieve del margen occidental de la PVS LP:

Dos dominios sedimentarios pueden ser claramente

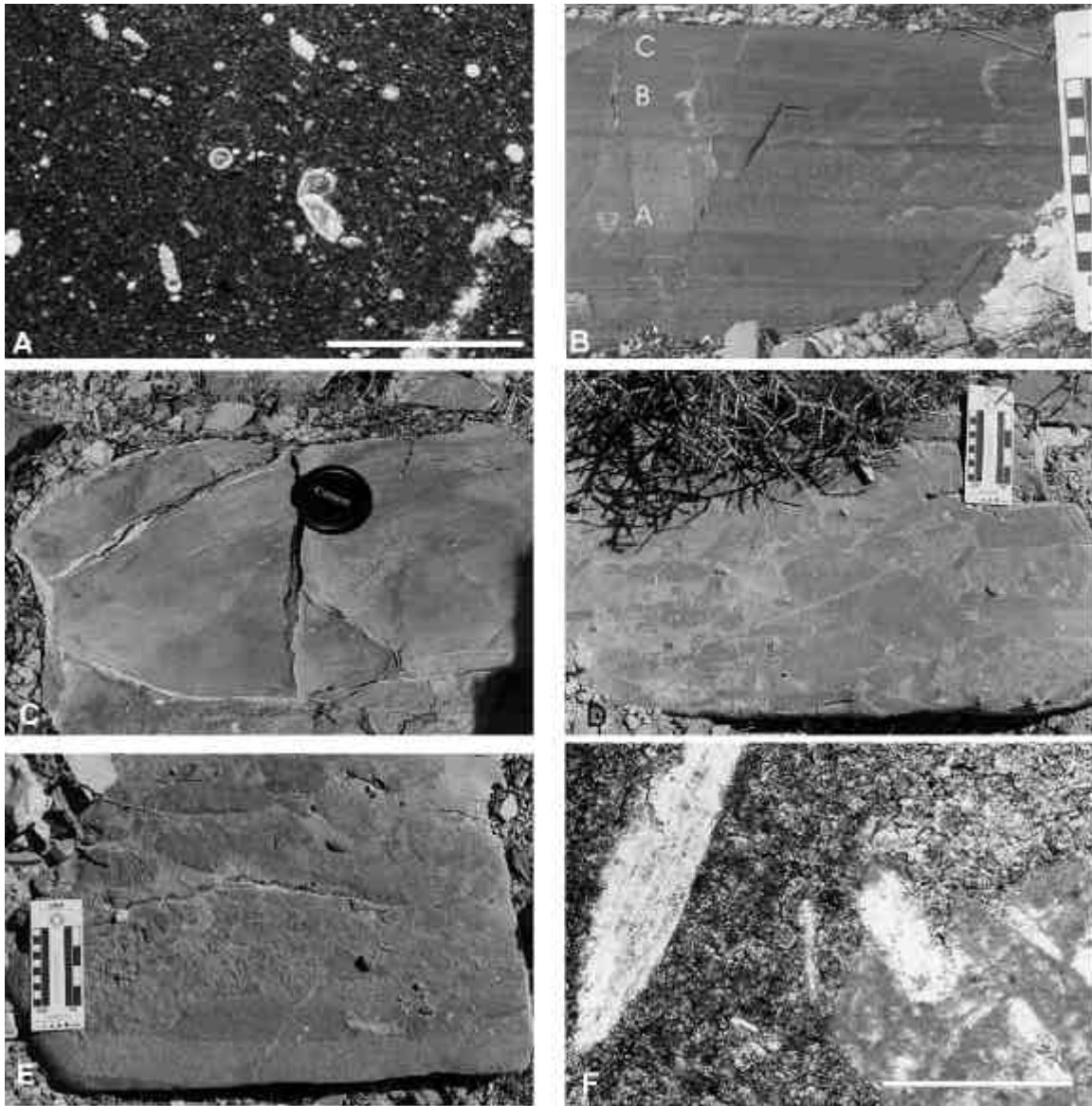


Figura 12. Litofacias de la Formación Tamabra; sección Rincón de Leijas. A. Fotomicrografía de un *mudstone* de la base de la Fm. Tamabra. Se distinguen foraminíferos planctónicos y calcisferas dentro de una matriz oscura micrítica. Muestra VA-6, 5x, nícoles +, escala 1 mm. B. Turbidita calcárea de la parte media de la Fm. Tamabra, donde tres de las zonas de Bouma (A, B y C) son claramente reconocibles. C. Plegamiento y fallamiento sinsedimentario en un horizonte de *packstone*. D. Intraclastos alargados subredondeados de un *floatstone/rudstone* de la Fm. Tamabra, los cuales muestran un arreglo imbricado, indicando una dirección del transporte de izquierda a derecha. E. Base de una brecha calcárea (*rudstone*) de la parte media de la Formación Tamabra. Intra- y extraclastos alargados y semiredondeados descansan junto a bioclastos del arrecife en una matriz doloespárica. F. Fotomicrografía de un *floatstone* mostrando dolomitización selectiva de la matriz, la cual no afectó a los bioclastos (restos de rudistas). Muestra VA-12a, 5x, nícoles =, escala 1 mm.

diferenciados en las rocas de la Formación Tamabra del margen occidental de la PVS LP. El primero representado por la sedimentación autóctona y el segundo por la sedimentación alóctona.

La mezcla de una sedimentación autóctona, representada por *mudstone* y *wackestone* con fauna pelágica, junto a una sedimentación alóctona, compuesta principalmente por *packstone*, *floatstone* y *rudstone* con gran contenido de detritos del margen de la plataforma y del complejo arrecifal, son indicadores de un depósito

llevado a cabo en una zona de transición entre un dominio de aguas someras, aquí representada por la PVS LP y su frente con arrecifes de rudistas, cuyos constituyentes someros se depositaron en un dominio de aguas profundas, con características de facies de cuenca, que son típicas de la CMCM. Esta zona de transición fue formada por un talud donde se depositó la Formación Tamabra.

Se reconocieron tres tipos de depósitos alóctonos incluyendo: 1) brechas calcáreas depositadas por mecanismos gravitacionales de flujo de escombros (*debris*

Nombre del perfil Depósito	Debris Flows		Facies	Pliegues Sinsedimentarios		Facies	Turbiditas		Facies
	-	Frecuencia +		-	Frecuencia +		-	Frecuencia +	
Microondas	_____		R/F	_____		W/P	_____		W
La Calera	_____		R/F	_____		W/P	_____		W/P
El Coro	_____		R/F	_____		W/P	_____		W
Rincón de Leijas	_____		F	_____		W/P	_____		W/P

W=Wackestone; P=Packstone; F=Floatstone; R=Rudstone

Figura 13. Relación de la frecuencia y tipo de los depósitos alóctonos encontrados en los perfiles estudiados de la Formación Tamabra del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

flows); 2) turbiditas calcáreas depositadas por gravedad y suspensión; y 3) depósitos de pliegues sinsedimentarios producidos por deslizamientos de masas (Figura 13).

Un tipo de depósito característico de márgenes con grandes acumulaciones son los flujos de escombros (Enos y Moore, 1983, p. 512; Scoffin, 1987). Éstos están ampliamente representados en el área de estudio (Figura 13), dándonos indicios claros de la existencia de un quiebre importante en el perfil deposicional de la plataforma, entre la PVSLP y la CMCM, el cual causó grandes flujos de escombros a lo largo del talud y, en algunos casos como en el área de la Sierra del Coro (López-Doncel, 2000a, 2000b), canalizó grandes derrumbes del arrecife hasta zonas del pie de talud (Figura 14). La asociación de componentes de los flujos de escombros demuestran la coexistencia de fragmentos de diferentes niveles del talud mezclados con los depósitos autóctonos de aguas más profundas.

Por otro lado, las turbiditas calcáreas pueden desarrollarse en diversos niveles del talud (Coniglio y Dix, 1992, p. 355), llegando a alcanzar claramente zonas más profundas (Figura 14). En el área de estudio se reconoció una relación “flujos de escombros – turbiditas”, ya que es común encontrar en las secciones medidas una secuencia turbidítica inmediatamente después del depósito de un flujo de escombros, interpretando con esto que el “motor de arranque” para algunas de las secuencias turbidíticas fueron los flujos de escombros (ver sección Rincón de Leijas, Figura 10). Esta relación ya fue antes documentada por López-Doncel y Tapia-Uresti (2001) en secuencias de la Formación Tamabra en las Sierras del Meco y Palomas al Norte de Villa de Arista, estado de San Luis Potosí (ver también Coniglio y Dix, 1992, p. 357,).

Los pliegues sinsedimentarios se encuentran representados en menor grado (Figura 13). La pobre presencia

de pliegues sedimentarios por deslizamientos se interpreta como una consecuencia de la litología de la roca, ya que estos depósitos se encuentran principalmente en capas de *wackestones* y *packstones*, sedimentos que llegan a sufrir una cementación muy temprana, por lo que el plegamiento sinsedimentario en estas capas podría entenderse sólo si la inclinación de la pendiente del talud fuera relativamente grande. Contrario a esto, los plegamientos sinsedimentarios están mejor representados en los sedimentos arcillosos de la Formación Soyatal del Cretácico Superior que sobreyacen a la Formación Tamabra, demostrando con esto una relación directa entre la litología y la presencia de estos depósitos.

Las características sedimentológicas y deposicionales de la Formación Tamabra durante el Cretácico medio en el área de estudio, indican que entre la PVSLP y la CMCM existió un margen abrupto muy probablemente del tipo *by-pass* (ver McIlreath y James, 1978; Read, 1985; Figura 14), debido a una alta tasa de sedimentación en el margen de la plataforma, provocando de este modo una transición abrupta entre facies de aguas someras y aguas profundas. Todas las evidencias que se han expuesto conducen al modelo antes mencionado (Figura 14).

CONCLUSIONES

1) En la porción central del margen occidental de la PVSLP, entre los sedimentos de la plataforma y los sedimentos de la adyacente CMCM, fue depositada durante el Cretácico medio una serie de rocas carbonatadas, compuesta por intercalaciones de carbonatos retrabajados de aguas someras, provenientes de la plataforma, junto a sedimentos de aguas profundas. Estos sedimentos, que representan la zona del talud, son llamados

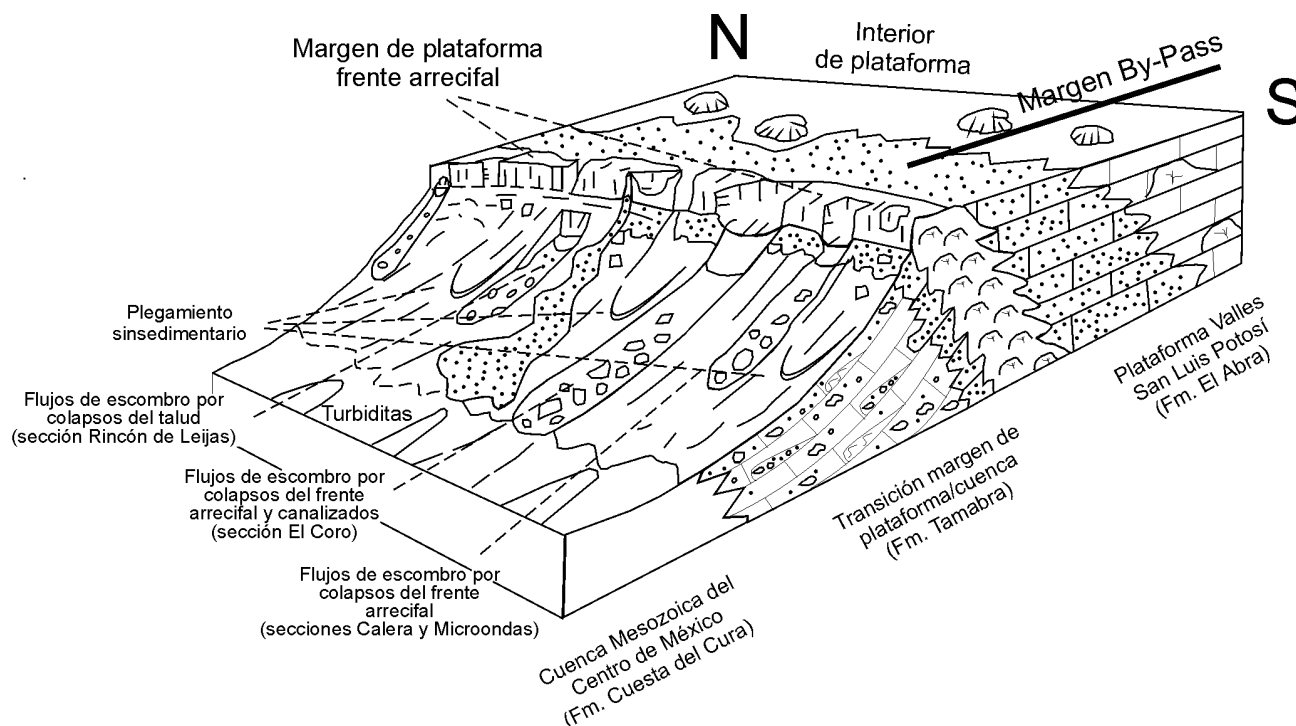


Figura 14. Modelo de depósito propuesto para el margen occidental de la PVSLP durante el Cretácico medio en el área de estudio. En el modelo están representadas las tres áreas principales del margen occidental de la PVSLP en su parte central: facies de plataforma (Formación El Abra), facies de talud (Formación Tamabra) y facies de cuenca, (Formación Cuesta del Cura).

Formación Tamabra, que en edad y génesis, son comparables con los carbonatos de la Formación Tamabra del margen oriental de la PVSLP.

2) La Formación Tamabra en el margen occidental de la PVSLP se compone de capas de *mudstone* y *wackestone* con fauna pelágica, producto de una sedimentación autóctona de las facies de cuenca hasta pie de talud, que se interestratifican con facies de *packstone*, *floatstone* y *rudstone* con gran contenido de bioclastos y litoclastos provenientes de ambientes de aguas someras, producto de una sedimentación alóctona, las cuales fueron transportadas a lo largo del talud por procesos gravitacionales y de suspensión.

3) En los depósitos alóctonos de la Formación Tamabra del margen occidental de la PVSLP, dominan los depósitos del tipo flujos de escombros, seguidos por depósitos rítmicos de turbiditas calcáreas y, en menor grado, los pliegues sinsedimentarios por deslizamientos.

4) La relación de los diferentes tipos de depósitos alóctonos que se reconocieron en la Formación Tamabra en el área de estudio sugieren que entre la PVSLP y la CMC existió un margen abrupto del tipo *by-pass*. Aunque las evidencias sugieren este tipo de margen, existe una diferencia importante en el margen occidental con respecto al margen oriental de la PVSLP, que es la falta de depósitos representados por grandes masas y bloques en escalas de decenas hasta cientos de metros

provenientes de la plataforma, los cuales fueron transportadas hacia zonas de aguas profundas en forma de olistolitos. Este tipo de depósito son claros indicadores de un margen formado por grandes escarpes con enormes acantilados, los cuales limitaron las zonas de aguas someras con las de aguas más profundas. La falta de estos depósitos en la Formación Tamabra del margen occidental de la PVSLP sugiere que, aunque existió un margen abrupto, éste no alcanzó las dimensiones de la porción oriental de la plataforma.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al personal del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí por la ayuda ofrecida en muy diferentes ámbitos durante la realización de este proyecto. A los señores Prof. Dr. Holger Kulke, Prof. Dr. Hans-Jürgen Gursky y Dr. Hans Martín Schulz de la Universidad Técnica de Clausthal (Alemania) y al Dr. Rafael Barboza-Gudino del Instituto de Geología de la UASLP quiero agradecerles por la asesoría durante el trabajo de campo y de laboratorio. Al pasante de Ing. Geol. Antonio Quilantán le agradezco su ayuda en la preparación de las figuras presentadas. El trabajo de campo, laboratorio y edición del presente trabajo se realizó gracias a los apoyos financieros del Fondo de Apoyo a la

Investigación (FAI, convenio C01-FAI-10-3.62) y del Deutscher Akademischer Austauschdienst (DAAD). Finalmente el autor agradece a los Drs. J.E. Aguayo-Camargo y G. Murillo-Muñetón por la revisión crítica del manuscrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adkins, W.S., 1930, New rudistids from the Texas and Mexican Cretaceous: University of Texas Bulletin, 3001, 77-100.
- Aguayo-Camargo, J.E., 1975, Sedimentary environments and diagenetic implications of the El Abra Limestone at its type locality, east Mexico: Dallas, Texas, University of Texas, Tesis doctoral, 159 p. (no publicada)
- Aguayo-Camargo, J.E., 1978, Sedimentary environments and diagenesis of Cretaceous reef complex, eastern Mexico: Universidad nacional Autónoma de México, Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología, 5 (1), 83-140.
- Aguayo-Camargo, J.E., 1998, The middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15 (1), 1-8.
- Barnetche, A., Illing, L.V., 1956, The Tamabra limestone of the Poza Rica oil field, Veracruz, Mexico: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 38 p.
- Basañez-Loyola, M.A., Fernández-Turner, R., Rosales-Domínguez, C., 1993, Cretaceous platform of Valles-San Luis Potosí, northeastern central Mexico, *in* Simo, J. A.; Scott, R., Masse, J. P. (eds.), Cretaceous Carbonate Platforms: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 56, 51-19.
- Bonet, F., 1956, Zonificación microfauística de las calizas cretácicas del este de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 8 (7-8), 389-488, 31 láms.
- Bouma, A.H., Brouwer, A., eds., 1964, Turbidites: Amsterdam, Elsevier, p. 247-257.
- Carrasco, B., 1970, La Formación El Abra (formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 2 (3), 97-99.
- Carrasco-V.B., 1977, Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valles-San Luis Potosí Platform, México: Tulsa, Society of Economic, paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 25, 263-272.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13 (1-6), 113 p.
- Coniglio, M., Dix, R.G., 1992, Carbonate slopes, *in* Walker, R.G., James, N.P., Facies Models: Response to Sea Level Change: Newfoundland, Geological Association of Canada, 454 p.
- Coogan, A.H., Bebout, D.G., Maggio, C.M., 1972, Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica trend, an alternative view: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 56 (8), 1419-1447.
- Enos, P., 1974, Reefs, platforms and basins of middle Cretaceous in northeast Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 58 (5), 800-809.
- Enos, P., 1977, Tamabra Limestone of the Poza Rica trend, Cretaceous, Mexico, *in* Cook, H. E., Enos, P. (eds.), Deep-Water Carbonate Environments: Tulsa, Society of Economic, Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 25, 273-314.
- Enos, P., Moore, C. H., 1983, Fore-reef slope environment, *in* Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds.): Carbonate Depositional Environments: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 33, 508-537.
- Flügel, E., 1978, Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken: Berlin, Springer, 454 p.
- Garfias, V.R., 1915, The oil region of north eastern Mexico: Economic Geology, 10, 195.
- Guzmán, E.J., 1967, Reef type stratigraphic traps in México, *in* 7th World Petroleum Congress, Mexico, Origin of Oil, Geology and Geophysics, Proceedings: London, Elsevier, 2, 461-470.
- Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México): *Eclogae Geologicae Helveticae*, 20 (1), 82-89.
- Heim, A., 1940, The front ranges of Sierra Madre Oriental, México, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae Geologicae Helveticae*, 33 (2), 313-352.
- Johnson, C.C., Collins, L.S., Kaufman, E.G., 1988, Rudistid biofacies across the El Abra Formation (late Albian ?, early-middle Cenomanian), northeastern Mexico: Barbados, Transactions of the Eleventh Caribbean Geological Conference, 1 (1), 1-12.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión Estratigráfica del Cenoico de la Parte Central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, 85, 205 p.
- López-Doncel, R., 2000a, La Brecha calcárea de la Sierra del Coro como un indicador de la dinámica de la margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, *in* VII Congreso Mexicano de Paleontología y Primer Simposio Geológico en el Noroeste de México, Libro de Resúmenes: Linares, N. L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Paleontología, 40-41
- López-Doncel, R., 2000b, Nuevos datos sobre la geología de la margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Geos, Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana*, 20 (3), 155-156.
- López-Doncel, R., 2000c, Karbonatfazielle Entwicklung während der mittleren Kreide am westlichen Rand der Valles-San Luis Potosí-Plattform (Mittel-Mexiko): Technische Universität Clausthal, Tesis doctoral, 174 p. (no publicado).
- López-Doncel, R., Tapia-Uresti, I., 2001, Tipos de depósitos en la parte central del margen occidental de la Plataforma cretácica Valles-San Luis Potosí: *Geos, Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana*, 21 (3), 160-161.
- McIlreath, I.A., James, N.P., 1978, Facies Models 12; carbonate slopes: *Geoscience Canada*, 5 (4), 189-199.
- Minero, C. J., Enos, P., Aguayo-C.J.E., 1983, Sedimentation and Diagenesis of Mid-Cretaceous Platforms Margin East-Central Mexico, with Accompanying Field Guide: Dallas, Dallas Geological Society, 168 p.
- Minero, C.J., 1991, Sedimentation and diagenesis along open and island-protected windward carbonate platform margins of the Cretaceous El Abra formation, Mexico: *Sedimentary Geology*, 71, 261 - 288.
- Muir, J.M., 1934, Limestone reservoir rocks in the mexican oil fields, *in* Problems of Petroleum Geology. (Sydney Powers Memorial Volume): Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 377-398.
- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Region, Mexico: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 280 p.
- Mullins, H.T., Neumann, A.C., 1979, Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the northern Bahamas, *in* Doyle, L.J., Pilkey, D.H. (eds.), Geology of Continental Slopes: Tulsa, Society of Economic, Mineralogists and Paleontologists, Special Publication, 27, 165-192.
- Nigra, J.O., 1951, El Cretácico medio de México, con especial referencia de la facies de caliza arrecifal del Albian-Cenomaniano en la Cenobahía de Tampico-Tuxpan: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 3, 107-175.
- Read, J.F., 1985, Carbonate platform facies models: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 69 (1), 1-21.
- Rockwell, D.W., García-Rojas, A., 1953, Coordination of seismic and geologic data in Poza Rica-Golden Lane area, Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 37, 2551-2565.
- Scoffin, T.P., 1987, An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks: Glasgow, Blackie, 274 p.
- Viniegra-O, F., Castillo-Tejero, C., 1970, Golden Lane fields, Veracruz, México, *in* Halbouty, M.T. (ed.), Geology of Giant Petroleum Fields: Tulsa, American Association of Petroleum

- Geologists, Memoir, 14, 309-325.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: Berlin, Springer, 471 p.
- Wilson, J.L., 1987, Controls on carbonate platform-basin systems in northeast Mexico: Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, 2, 23-24.
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Mexico—a review, *in* Tucker, M., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.F., Read, J.F. (eds.), Carbonate Platforms, Facies, Sequences and Evolution: International Association of Sedimentologists, Special Publication, 9, 235-255.

Manuscrito recibido: Marzo 20, 2002

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 2, 2002

Manuscrito aceptado: Septiembre 18, 2002