

Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México)

Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz^{1,*}, Uwe Jenchen² y Martín Guerrero-Suastegui³

¹ Posgrado en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Carretera a Cerro Prieto Km. 8, Ex-Hacienda de Guadalupe, 67000 Linares Nuevo León, México.

² Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Carretera a Cerro Prieto Km. 8, Ex-Hacienda de Guadalupe, 67000 Linares Nuevo León, México.

³ Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, Ex-Hacienda de San Juan Bautista, S/N, Taxco el Viejo, Guerrero, México.

* magonegro_2000@hotmail.com

RESUMEN

Las areniscas del Miembro Arenoso Galeana se han interpretado como depósitos de un extenso delta que tuvo su origen en el bloque de Coahuila, y pocos son los autores que proponen que su área fuente se encuentra asociada con el Archipiélago de Tamaulipas. El presente trabajo documenta las características sedimentológicas del Miembro Arenoso Galeana a partir del análisis de facies y datos de paleocorrientes, para determinar los ambientes de depósito y su evolución deposicional. El Miembro Arenoso Galeana muestra siete asociaciones de facies, interpretadas como depósitos de planicie mareal, prodelta, frente deltaico dominado por mareas, barras de desembocadura, depósitos sublitorales y dunas subacuosas. Los depósitos de planicie mareal se caracterizan por presentar secuencias estratodecrecientes, con estructuras sedimentarias de estratificación cruzada tipo 'herringbone', lenticular y flaser, además de los icnofósiles *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Diplocraterion* y *Rhizocorallium*. Los depósitos del sistema deltaico, sublitoral, y barras de desembocadura se caracterizan por presentar secuencias interestratificadas de lutita y arenisca estratocrecientes y estratodecrecientes, con escasas estructuras sedimentarias tales como laminaciones paralelas, gradación normal, estratificación cruzada tipo 'herringbone', así como la presencia del icnofósil *Macaronichnus*. Los depósitos de dunas subacuosas presentan secuencias caóticas, con estratificación cruzada generada por la migración de dunas, superficies de reactivación y el icnofósil *Thalassinoides*.

La información obtenida de las paleocorrientes y de las relaciones estratigráficas observadas en el campo, permiten postular que: (i) las areniscas del Miembro Arenoso Galeana proceden de un área fuente situada al este del área de Potrero Prieto, posiblemente del paleoelemento denominado Archipiélago de Tamaulipas, y (ii) el depocentro se localiza en el área de Galeana como lo indica el cambio de espesor de los estratos y una discordancia angular observada.

Palabras clave: Sedimentología, planicie mareal, sedimentación deltaica, Formación Taraises, Miembro Arenoso Galeana, Cretácico, NE de México.

ABSTRACT

The sandstone of the Galeana Sandstone Member of Taraises Formation have been interpreted as an extended delta deposit, which had its origin from the Coahuila Block, and few authors have proposed that the source area could be associated with the Tamaulipas Archipelago. The present study documents the sedimentological characteristics of the Galeana Sandstone Member, and on the basis of facies analysis and paleocurrent data, the sedimentary environments, and its depositional evolution were determined. The sandstone of the Galeana Sandstone Member show seven facies associations, which are interpreted as tidal flat, prodelta, tidal-dominated delta front, deltaic barred mouths, sublittoral and subaqueous dune deposits. The tidal flat deposits are characterized by thinning-upward sequences, and they contain herringbone cross-bedding, lenticular and flaser bedding, as well as trace fossils of the genus *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Diplocraterion*, and *Rhizocorallium*. The deltaic system, deltaic barred mouth, and sublittoral deposits are characterized by interbedded sandstone and shale that show thickening-upward and thinning-upward sequences, as well as scarce sedimentary structures such as parallel lamination, normal graded beds, lenticular stratification, herringbone cross-bedding, and *Macaronichnus* trace fossils. The subaqueous dune deposits show chaotic sequences with cross-bedding generated by dunes migration, reactivation surfaces, and ichnofossils of the genus *Thalassinoides*.

The field data, such as paleocurrent and stratigraphic relationships suggest that: (i) sandstone of the Galeana Sandstone Member had a source area located to the east of Potrero Prieto locality, which could be the Tamaulipas Archipelago, and (ii) the depocenter is located in the Galeana area, as indicated by the observed changes in bed thicknesses and the presence of an angular unconformity.

Key words: Sedimentology, tidal flats, deltaic sedimentation, Taraises Formation, Galeana Sandstone Member, Cretaceous, NE Mexico.

INTRODUCCIÓN

La Formación Taraises fue definida como “calizas altamente fosilíferas y calizas arcillosas con material de la Formación La Casita del Jurásico Superior”, con su localidad tipo en el Cañón Taraises de la Sierra de Parras (Imlay, 1936, p.1111). Otros autores (Humphrey, 1954; de Cserna, 1956; Vokes, 1963; Hernández-Arana, 1966; Padilla y Sánchez, 1978, 1982) también reportan y describen a la Formación Taraises en las áreas de Saltillo–Monterrey y en la zona de Galeana–Iturbide. Su edad se estableció con base en los abundantes amonites y microfósiles (Imlay, 1936, 1940).

La Formación Taraises fue originalmente subdividida en los miembros Basal, Intermedio y Superior (Imlay, 1936). Actualmente se reconocen, como unidades cartografiables, los miembros denominados Lente San Juan y Miembro Arenoso Galeana (Díaz, 1953; Michalzik, 1988). El Lente San Juan contiene calizas del tipo *wackestone-mudstone*, y constituye la base de la formación; está distribuida en el cañón Cortinas formando parte del borde este de la denominada Isla de Coahuila y ha sido interpretado como un depósito de cuenca que cambia lateralmente a facies de margen arrecifal, formando una plataforma tipo rampa de energía moderada (Humphrey y Díaz, 1956), o bien como un depósito arrecifal con sedimentación deltaica inicial y posterior sedimentación pelágica en la parte más externa de una plataforma profunda (Michalzik, 1988). El Miembro Arenoso Galeana está formado por una secuencia altamente arenosa que aflora en las inmediaciones de los poblados

de Galeana, Potrero Prieto y Rayones, así como en las cercanías de Iturbide y Laguna de Sánchez, sobreyaciendo al miembro inferior de la Formación Taraises (Díaz, 1953, Michalzik, 1988; Ocampo-Díaz, 2007). Originalmente, el Miembro Arenoso Galeana fue interpretado como parte de un depósito sublittoral y un complejo deltaico (Díaz, 1953; Humphrey y Díaz, 1956; Michalzik, 1988).

El presente trabajo presenta un análisis de facies y postula un modelo de sedimentación de línea de costa, así como un modelo de evolución para cada una de las etapas de depósito para el Miembro Arenoso Galeana.

ÁREAS DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

El Miembro Arenoso Galeana aflora ampliamente dentro de la Sierra Madre Oriental (Díaz, 1953; Humphrey y Díaz, 1956; Figura 1). El presente trabajo se concentra en tres áreas localizadas en el estado de Nuevo León, cerca de los poblados de Galeana, Potrero Prieto y Rayones (Figura 1). El Miembro Arenoso Galeana se caracteriza por presentar secuencias rítmicas de lutitas y areniscas, con espesores de 130, 155 y 350 m, que corresponden a los afloramientos de Rayones, Potrero Prieto y Galeana, respectivamente (Figura 2). En cada una de las áreas se identificaron las relaciones estratigráficas en los contactos inferior y superior, así como los cambios litológicos de la Formación Taraises.

El análisis sedimentológico se basó en 24 perfiles con escalas variables para establecer los tipos de facies básicas

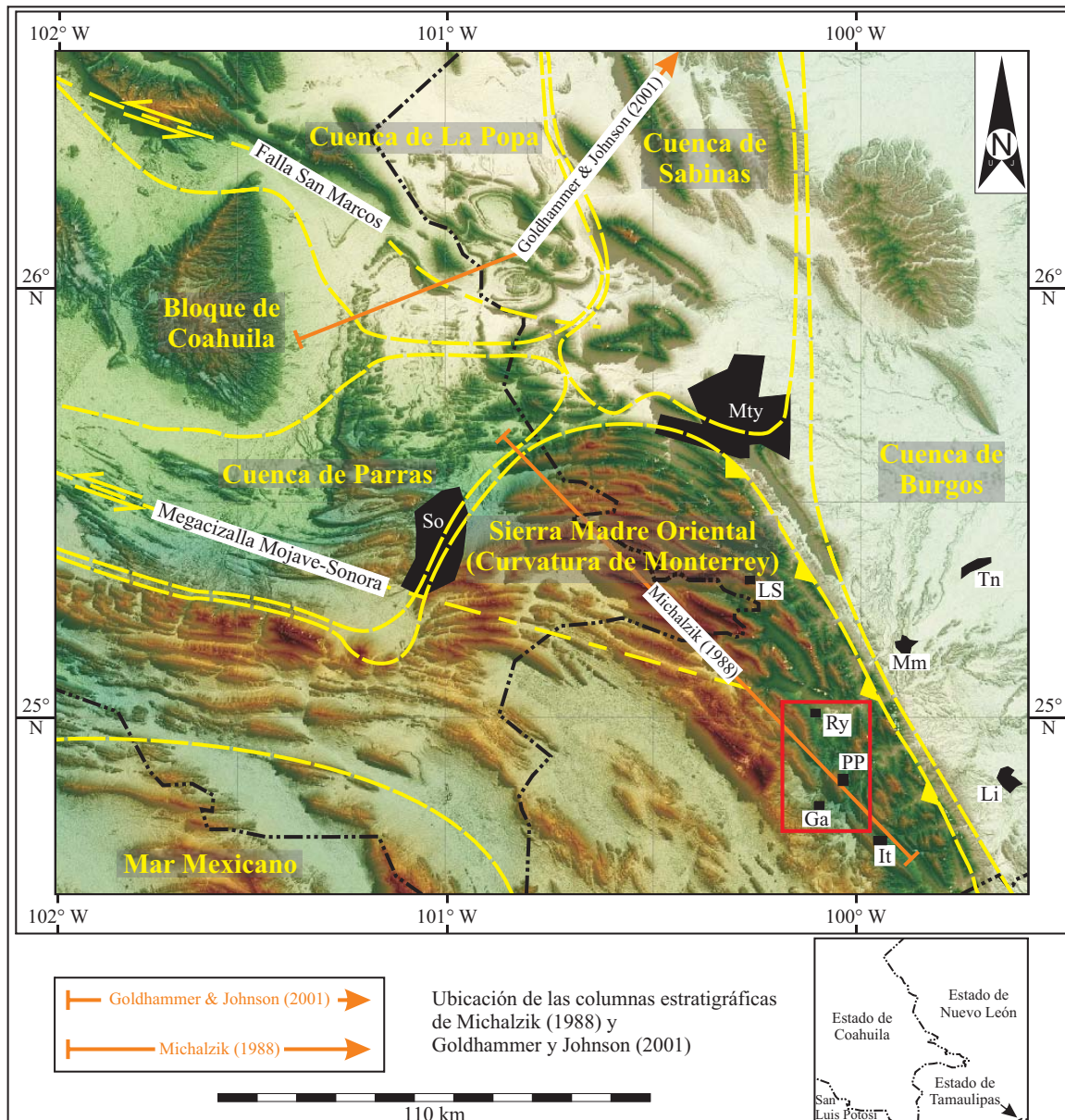


Figura 1. Localización del área de estudio dentro del recuadro rojo, distribución de las cuencas y elementos tectónicos en el NE de México. Ga: Galeana, It: Iturbide, Li: Linares, LS: Laguna de Sánchez, Mm: Montemorelos, Mty: Monterrey, PP: Potero Prieto, Ry: Rayones So: Saltillo y Tn: General Terán. Modelo de elevación de Masuch-Oesterreich (2007).

y detallar las características sedimentológicas de cada una de las facies de acuerdo con la metodología de Mutti *et al.* (2000); éstas a su vez se agruparon en asociaciones de facies para, a partir de su interpretación, proponer un modelo de depósito. La recolección de datos de paleocorrientes se realizó en *foresets* de laminaciones cruzadas de tipo planar, generadas por la migración de rizaduras y megarizaduras, así como en surcos de erosión, estratificación cruzada tipo *herringbone*, lenticular y flaser, utilizando las metodologías de Potter y Pettijohn (1977) y Collinson y Thompson (1989), en tanto que para la restauración de paleocorrientes se aplicó la metodología propuesta por Shukla *et al.* (1999).

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En la Sierra Madre Oriental existen afloramientos de secuencias clásticas marinas y continentales desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior (formaciones La Casita, Carbonera, Arcosa Patula, entre otras), resultado de la transgresión marina del Jurásico Tardío, encontrándose cubiertas por potentes secuencias carbonatadas (Formaciones Taraises, Cupido, entre otras), con intercalaciones de secuencias clásticas de espesores muy variables (Díaz, 1953; Michalzik, 1988).

El origen de las secuencias clásticas del Jurásico

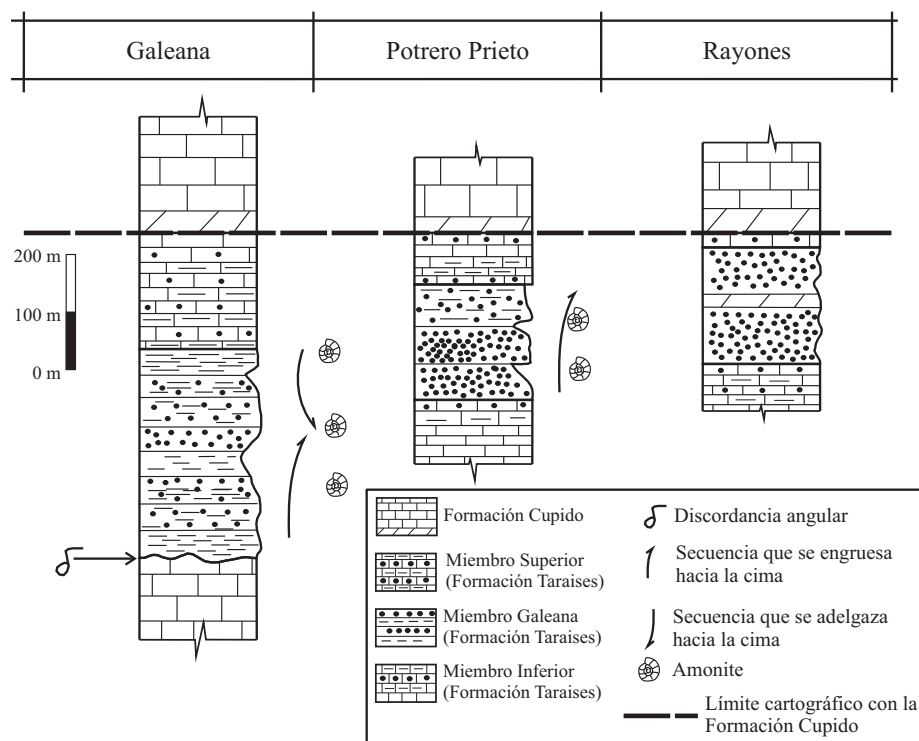


Figura 2. Columnas estratigráficas de las tres áreas de estudio.

Superior, como el resultado del levantamiento del bloque de Coahuila, limitado por grandes fallas regionales (megacizalla Mojave-Sonora y falla de San Marcos), está bien documentado (Fortunato y Ward, 1982; Michalzik, 1988; Eguiluz de Antuñano, 1990, 2001, 2007; Pindell y Kennan, 2002). Sin embargo, el origen de las secuencias clásticas del Hauteriviano – Valanginiano está todavía en discusión. Michalzik (1988) y Ocampo-Díaz (2007) proponen, al contrario de Goldhammer y Johnson (2001), la influencia del Archipiélago de Tamaulipas.

LITOESTRATIGRAFÍA

Formación La Casita (Kimmerigiano–Berriasiano Inferior)

La Formación La Casita, definida por Imlay (1936), está constituida por lutitas de color gris oscuro a negro, intercaladas con estratos delgados de calizas arcillosas, areniscas calcáreas y horizontes fosfatados. Las variaciones del espesor de la formación La Casita, entre 60 y 800 m, están relacionadas con la distancia al área fuente, considerada el Bloque de Coahuila (Fortunato, 1982; Fortunato y Ward, 1982; Michalzik, 1988; Michalzik y Schumann, 1994, Figuras 3 y 4). En la región de Monterrey–Saltillo, la Formación La Casita ha sido subdividida en dos unidades estratigráficas (Humphrey, 1949; Vokes, 1963). La unidad inferior (Miembro La Muralla) con un espesor aproximado

de 330 m consiste en lutitas calcáreas de color negro y lutitas arenosas de color café oscuro; mientras la unidad superior (Miembro San Pablo) consiste en capas intercaladas de areniscas finas a gruesas con lutitas calcáreas y numerosos horizontes conglomeráticos. Fortunato y Ward (1982) proponen una subdivisión de la Fm. La Casita en la misma área en tres unidades litológicas: (i) Unidad 1, con un espesor aproximado de 137 m de limonitas calcáreas; (ii) Unidad 2, con un espesor aproximado de 227 m, predominantemente areniscas y conglomerados, y (iii) Unidad 3, con 84 m de espesor que consiste predominantemente en limonitas y areniscas de grano fino. Las distribuciones de facies de la Fm. La Casita en el área de Monterrey–Saltillo han sido interpretadas como la progradación de un extenso complejo de *fan delta* que tiene su origen en el Bloque de Coahuila (Fortunato y Ward, 1982; Michalzik, 1988; Michalzik y Schumann, 1994, Figuras 3 y 4).

En el área de estudio, la Formación La Casita aflora en las inmediaciones de Galeana y en los alrededores del poblado de Potrero Prieto, dentro del Anticlinal Potrero Prieto–Iturbide. La Formación La Casita infrayace a la Formación Taraises en forma concordante, aunque no transicional, y sobreyace a las formaciones Zuloaga y Minas Viejas con una discordancia angular (Figura 5). La influencia de la movilización de la sal de la Fm. Minas Viejas, tanto en la distribución de facies de las formaciones La Casita, Taraises, Cupido y Tamaulipas, como en el estilo de deformación en el área de estudio, no ha sido esclarecida.

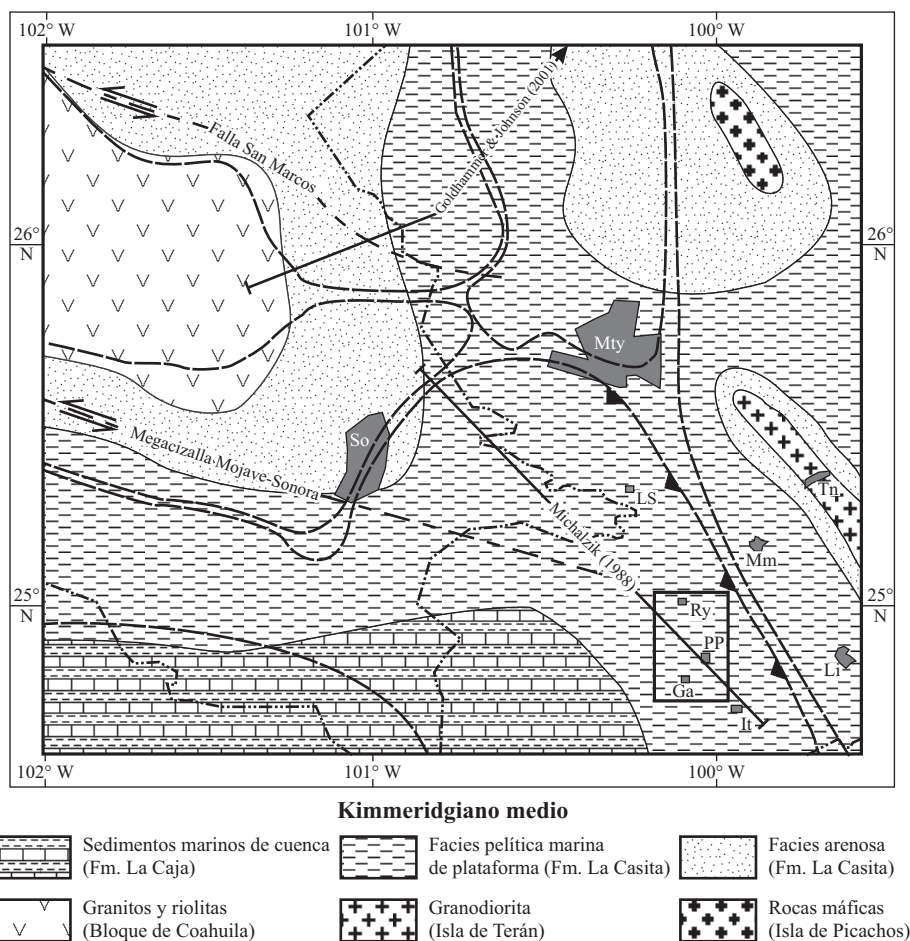


Figura 3. Reconstrucción paleogeográfica del NE de México para el Kimmeridgiano medio: Desarrollo de una plataforma siliciclástica e inicio de una sedimentación de prodelta en el área de Saltillo–Monterrey (Miembro La Muralla de la Formación La Casita); compilación de las paleoreconstrucciones de Eguiluz de Antuñano (2001) y Goldhammer y Johnson (2001) por Jenchen (2007a, 2007b), modificado. La composición petrográfica de los paleoelementos se basa en los pozos Terán-1, Benemérito-1, Ramones-1 y Paila-1A tomado de Eguiluz de Antuñano, 2001). Abreviaturas como en la Figura 1.

Formación Taraises (Barresiano-Valanginiano)

La Formación Taraises, en el NE de México, consiste en calizas fosilíferas y calizas arcillosas, así como material clástico de la Formación La Casita (Imlay, 1936; Figura 6). La Formación Taraises ha sido tradicionalmente subdividida en dos miembros (Imlay, 1936; Díaz, 1953): (i) un miembro superior, que se encuentra constituido por calizas con estratificación delgada a mediana, de color gris claro, altamente arcillosas y nodulares, que generalmente contienen amonites y belemnites; y (ii) un miembro inferior, formado por calizas de color gris en estratos gruesos con abundantes amonites (Michalzik, 1988). Sin embargo, se ha reportado la presencia, entre estos dos miembros, de un miembro arenoso que informalmente se conoce como Miembro Arenoso Galeana de edad Hauteriviano-Valanginiano (Díaz, 1953; Michalzik, 1988).

La Formación Taraises infrayace de manera concordante y transicional a la Formación Cupido y sobreyace por contacto normal a la Formación La Casita (Figura 5).

Miembro Arenoso Galeana (Hauteriviano-Valanginiano)

Díaz (1953) definió al Miembro Arenoso Galeana como una secuencia de areniscas intercaladas con lutitas en las inmediaciones de poblado de Galeana. El Miembro Arenoso Galeana, en las áreas de estudio, se encuentra constituido por areniscas de grano fino a grueso de color gris claro, presentando un rango de estratificación que varía de delgada a muy gruesa. El espesor estratigráfico que presenta es de 350, 175 y 150 m para las áreas de Galeana, Potrero Prieto y Rayones, respectivamente (Figura 2). Las relaciones estratigráficas que el Miembro Arenoso Galeana presenta con los miembros inferior y superior de la Formación Taraises, son concordantes en las áreas de Potrero Prieto y Rayones, mientras que en el área de Galeana presenta una discordancia angular, en la parte basal y es de forma concordante con la parte superior con la Fm. Taraises (Ocampo-Díaz, 2007, Figura 7).

El Miembro Arenoso Galeana ha sido interpretado como depósitos someros sublitorales (Díaz, 1953).

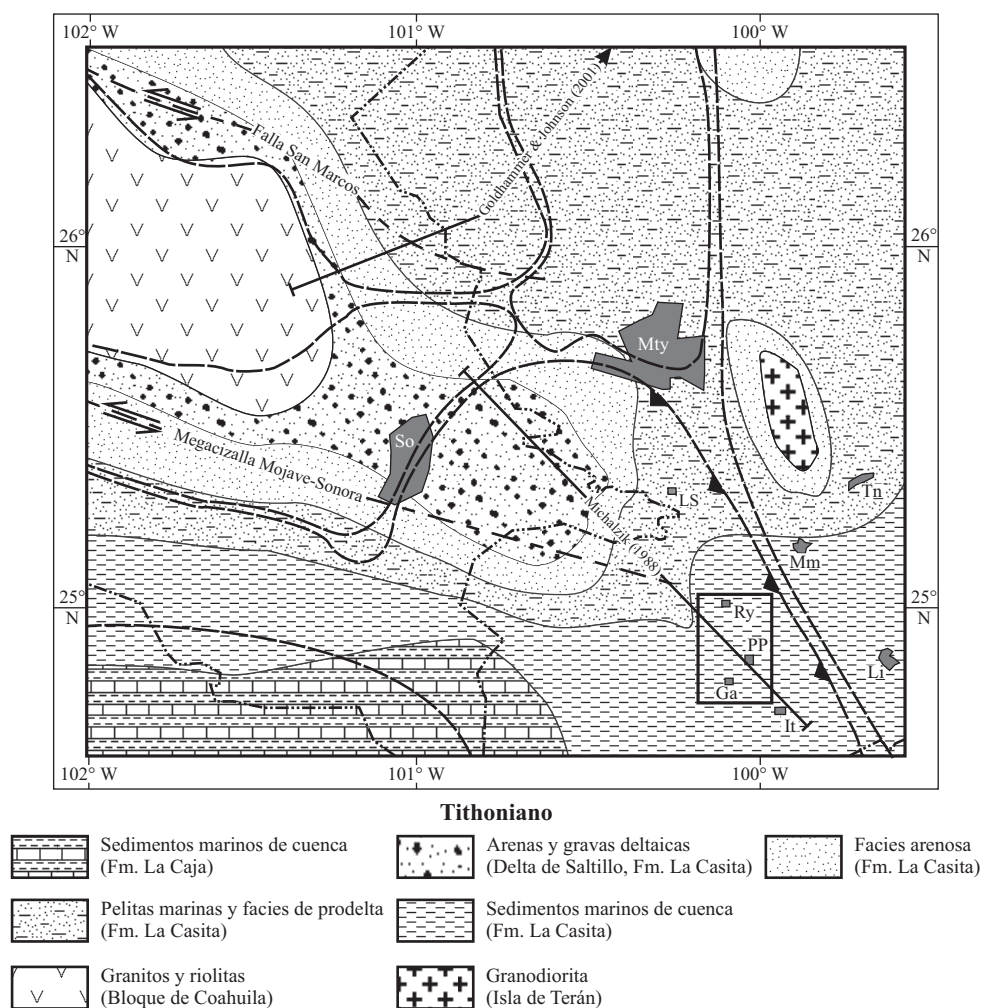


Figura 4. Reconstrucción paleogeográfica del NE de México para el Tithoniano: Máxima extensión del delta de Saltillo en el Jurásico; sedimentación del miembro San Pablo de la Fm La Casita en el área Saltillo-Monterrey (compilación de las paleorreconstrucciones de Eguluz de Antuñano 1990, 2001 y Goldhammer y Johnson, 2001 por Jenchen, 2007a, 2007b, modificado). Abreviaturas como en la Figura 1.

Posteriormente, Michalzik (1988) interpreta al Miembro Arenoso Galeana como depósitos deltaicos (Figura 8).

Formación Cupido (Hauteriviano medio-Aptiano)

La Formación Cupido fue formalmente definida por Imlay (1936) en la Sierra de Parras, como una secuencia carbonatada con estratificación delgada a muy gruesa de colores gris a gris oscuro, ocasionalmente negra y pobre en contenido fósil. La Formación Cupido sobreyace a la Formación Taraises y marca la progradación de una plataforma restringida (Michalzik, 1988; Lehmann *et al.*, 1999, Figuras 5 y 9). Dentro del área de estudio, la Formación Cupido aflora en el Cerro de Labradores al este de Galeana (Figura 7), y a aproximadamente 2 km al oeste del poblado de Potrero Prieto. La Formación Cupido sobreyace de manera concordante al miembro superior de la Formación Taraises (Figuras 2, 5, 7).

ANÁLISIS DE FACIES

Se proponen once facies sedimentarias, siete asociaciones de facies y tres subambientes sedimentarios para el Miembro Arenoso Galeana, que son descritas de manera breve y resumida en la Tabla 1 y 2; algunas de las facies pueden estar presentes en varias asociaciones de facies (AF1 – AF7).

Facies sedimentarias

Facies F1: Conglomerado

Los conglomerados y areniscas conglomeráticas de la facies F1 (Tabla 1) presentan tamaño de partículas entre gránulo medio y arena media. Los clastos son desde subangulosos a redondeados. El espesor de los estratos es de medio a grueso, ocasionalmente de tipo planar y acuñado. La facies F1 se caracteriza por la presencia de gradación

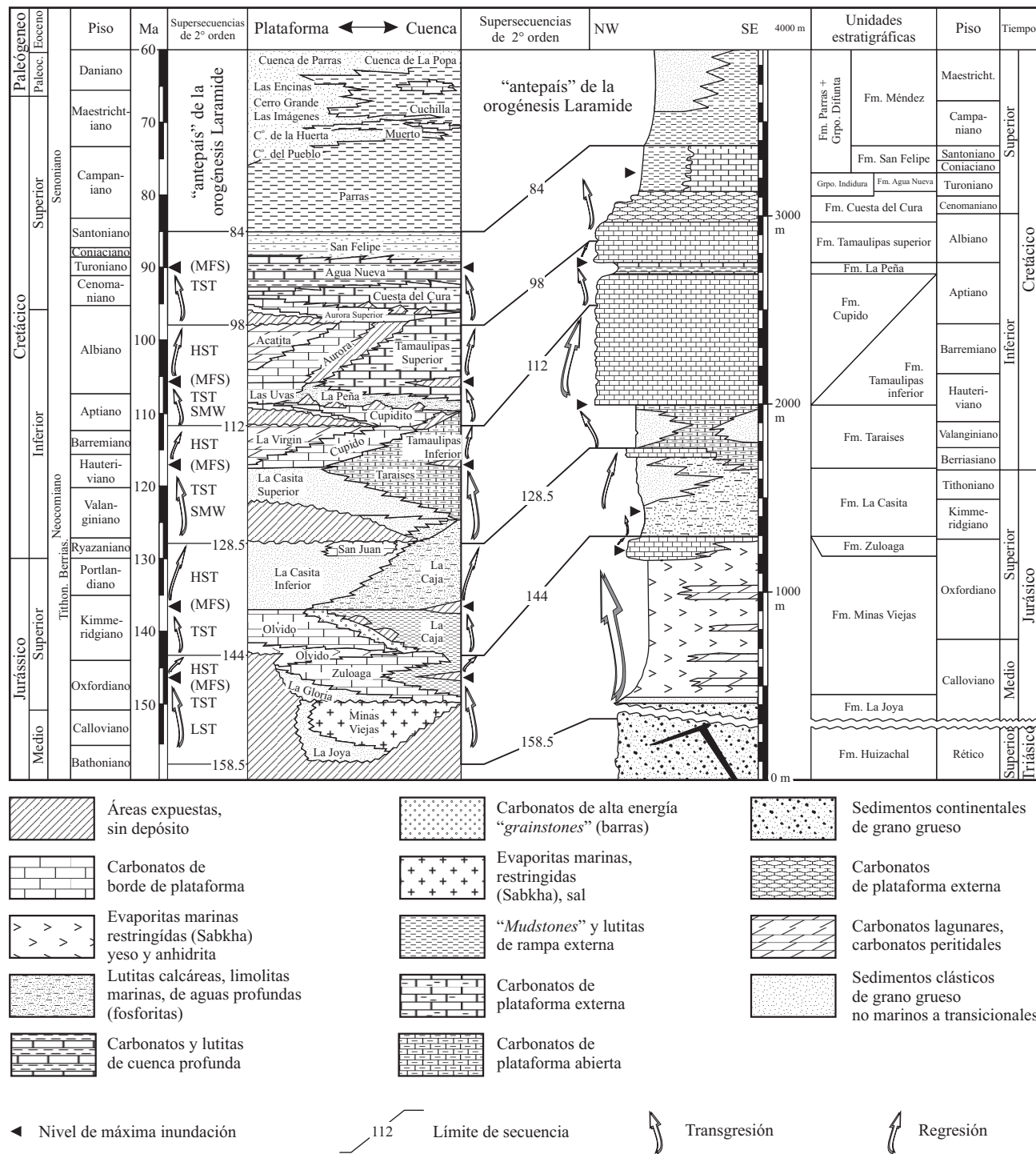


Figura 5. Correlación de las columnas estratigráficas de Michalzik (1988) y Goldhammer y Johnson (2001) para el NE de México (modificado de Jenchen, 2007a, 2007b). LST: lowstand system tract, TST: transgressive system tract, MFS: maximum flooding surface, HST: highstand systems tract, LSW: lowstand wedge y SMW: shelf margin wedge.

normal cíclica, laminaciones y laminación cruzada de tipo planar y tangencial con lodos acoplados, rizaduras reversas y avalanchas de gravas; además se encuentra el icnofósil *Diplocraterion*.

Aflorando únicamente en el área de Potrero Prieto, la facies F1 sobreyace erosivamente a la facies F9 y subyace

concordantemente a la facies F8; lateralmente, la facies F1 se cambia a las facies F6 y F7.

Facies F2: Arenisca con gradación normal

Las areniscas de la facies F2 (Tabla 1) presentan gradación normal de granos muy gruesos a finos con matriz

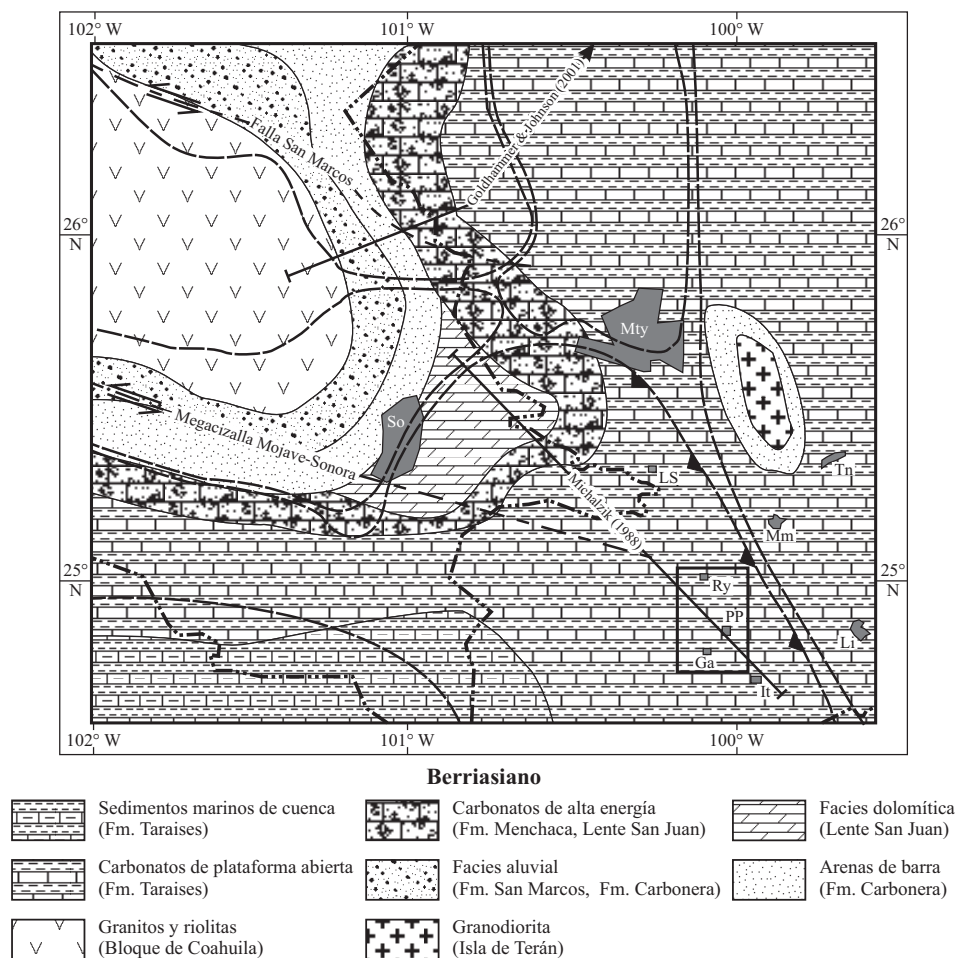


Figura 6. Reconstrucción paleogeográfica del NE de México para el Berriasiense: Desarrollo y distribución del cuerpo arrecifal “Lente San Juan” de la Fm Tarieses sobre el borde del bloque de Coahuila (compilación de las paleoreconstrucciones de Eguiluz de Antuñano, 2001 y Goldhammer y Johnson, 2001 por Jenchen, 2007a, 2007b, modificado). Abreviaturas como en la Figura 1.

lodosa; la estratificación varía de gruesa a delgada. Los contactos entre los estratos de la facies F2 se presentan rectos a ligeramente erosivos, ocasionalmente se observa amalgamación de estratos. Aflorando en toda el área de estudio, la facies F2 sobreyace concordantemente a la facies F8 y subyace concordantemente a la facies F9.

Facies F3: Arenisca con estructuras de disco y plato

Las areniscas de la facies F3 (Tabla 1) presenta una granulometría de media a gruesa; la estratificación varía de delgada a media. La facies F3 se caracteriza por la presencia de estructuras de disco y plato bien desarrolladas. Aflorando únicamente en el área de Galeana, la facies F3 sobreyace concordantemente a la facies F9 y subyace concordantemente a la facies F8.

Facies F4: Arenisca con estratificación lenticular y flaser

La facies F4 (Tabla 1) presenta arena de gruesa a fina; la estratificación varía de muy delgada a delgada. Las areniscas de la facies F4 presentan la mayor variedad

de estructuras sedimentarias. La estratificación de tipo lenticular se presenta de forma aislada a conectada, en tanto la estratificación flaser se observa muy desarrollada. Se encuentran los icnofósiles *Skolithos* y *Diplocraterion*. Aflorando en las áreas de Potrero Prieto y Galeana, la facies F4 sobreyace concordantemente a la facies F9 y subyace transicionalmente la facies F11.

Facies F5: Arenisca con estratificación de tipo flaser

La granulometría de la facies F5 (Tabla 1) varía de muy fina a media, y la estratificación de muy delgada a delgada. Se caracteriza por presentar sólo estratificación flaser. La facies F5 aflora en las áreas de Potrero Prieto y Galeana, sobreyaciendo concordantemente a las facies F4 y F11 y subyaciendo transicionalmente a las facies F9 y F11.

Facies F6: Arenisca con estratificación cruzada de tipo ‘herringbone’

Las areniscas de la facies F6 (Tabla 1) tienen tamaños de grano fino a medio, mientras el espesor de los estratos

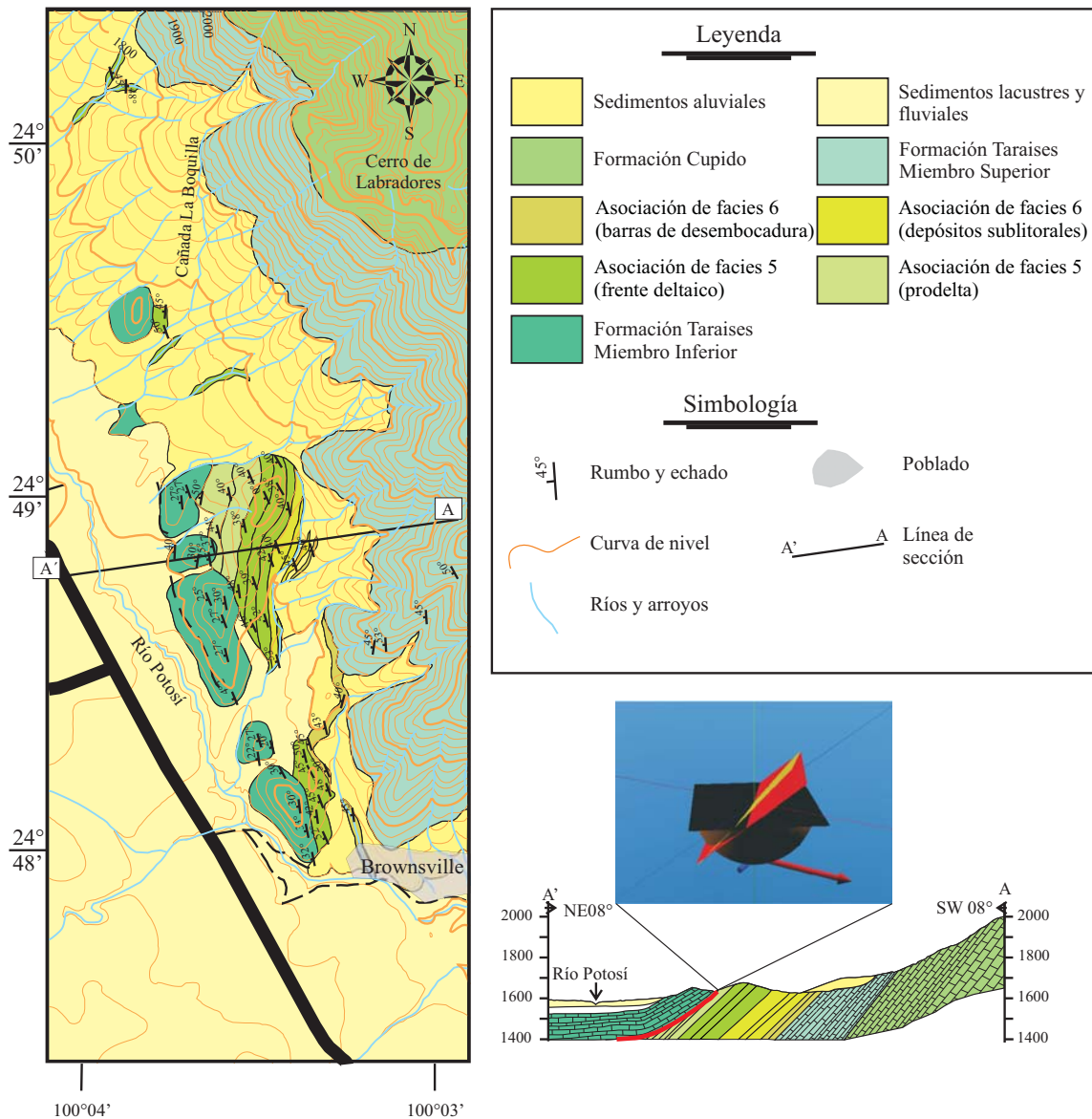


Figura 7. Mapa de asociaciones de facies del área de Galeana N.L., mostrando una sección geológica y estereograma que ilustran la discordancia angular entre el Miembro Inferior de la Formación Taraises (plano en color rojo) y el Miembro Arenoso Galeana (plano en color amarillo). Los colores no corresponden a los propuestos por el código de nomenclatura estratigráfica.

varía de delgado a medio. Predominante en la facies F6 es la estratificación cruzada de tipo *herringbone*. La facies F6 aflora en las áreas de Potrero Prieto, en donde sobreyace y cambia lateralmente a la facies F1 y subyace concordantemente a la facies F9b; en el área de Galeana la facies F6 sobreyace concordantemente a la facies F9 e infrayace concordantemente a la facies F3.

Facies F7: Arenisca con estratificación cruzada de tipo planar

La facies F7 (Tabla 1) presenta areniscas de grano fino a grueso y estratos de espesores delgados a gruesos. Los contactos entre los estratos son ligeramente erosivos. Esta facies está caracterizada por presentar estratificación cruzada de tipo planar en mediana a pequeña escala con la

presencia de los icnofósiles *Skolithos* y *Rhizocorallium*. Aflorando únicamente en el área de Potrero Prieto, la facies F7 cambia lateralmente a la facies F1, subyace concordantemente a la facies F5, y sobreyace concordantemente a la facies 9b.

Facies F8: Arenisca con laminaciones paralelas

La facies F8 (Tabla 1) presenta una granulometría variable de arena muy fina a muy gruesa, y espesores de estratos de delgados a gruesos, con una geometría generalmente tabular. Característico para la facies F8 son abundantes laminaciones paralelas, así como la presencia de los icnofósiles *Skolithos* y *Rhizocorallium*. Aflorando en las tres áreas de estudio, la facies F8 sobreyace concordantemente a las facies F2, F3 y F10.

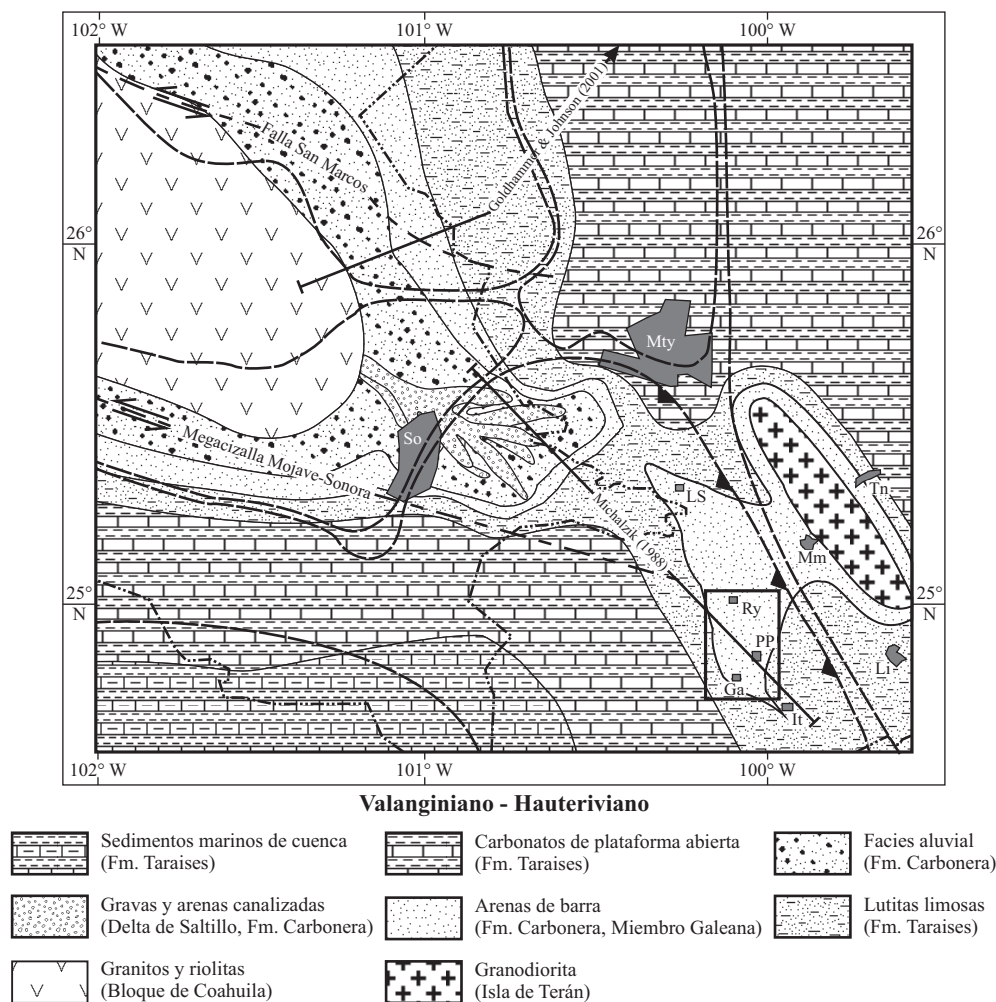


Figura 8. Reconstrucción paleogeográfica del NE de México para el Valanginiense–Hauteriviense: Sedimentación del Miembro Arenoso Galeana de la Fm. Taraises (compilación de las paleoreconstrucciones de Eguiluz de Antuñaño, 1990, 2001 y Goldhammer y Johnson, 2001 por Jenchen, 2007a, 2007b, modificado). Abreviaturas como en la Figura 1.

Facies F9: Arenisca masiva

La facies F9 (Tabla 1) está constituida de areniscas de grano muy fino a grueso, sin estructuras sedimentarias internas. Los estratos son de delgados a muy gruesos, generalmente de tipo tabular ocasionalmente amalgamados, con contactos rectos y ligeramente erosivos. Se pueden distinguir dos subfacies según el contenido fosilífero:

Subfacies F9a: Areniscas masivas bioturbadas. La subfacies F9a (Tabla 1) presenta una granulometría de arena finas a muy fina. Los estratos tienen espesores que varían de medio a grueso, son principalmente tabulares y ocasionalmente acuñados. La facies F9a se caracteriza por abundantes estructuras biogénicas (*Diplocraterion*, *Macaronichus*, *Thalassinoides*, *Rhizocorallium*, *Skolithos* y *Glossifungites*) distribuidas en todas las partes de los estratos. Aflorando en las tres áreas de estudio, la facies F9a subyace concordantemente a la facies F4 y sobreyace concordantemente a las facies F1 y F8.

Subfacies F9b: Areniscas masivas con alta concentración de organismos. La facies F9b (Tabla 1) está caracteri-

zada por areniscas de grano medio depositadas en estratos tabulares que varían de medios a gruesos. Se presentan altas concentraciones de amonites, moderadamente retrabajados; la icnofauna está representada por los géneros *Skolithos* y *Thalassinoides*. La facies F9b sobreyace de forma erosiva a la facies de areniscas con estratificación cruzada de tipo *herringbone* (F6) y aflora en el área de Potrero Prieto.

Facies F10: Lutita-arenisca con laminación planar

La facies F10 (Tabla 1) presenta un tamaño de grano de areniscas muy finas a medias. Los estratos de areniscas tienen una estratificación delgada a mediana, en tanto que los estratos de lutitas varían de delgados a medios. Los contactos son rectos y ocasionalmente erosivos entre los niveles de arenisca y lutita. La facies F10 se caracteriza por presentar secuencias de intercalaciones de lutitas y areniscas y presencia abundante de laminaciones de tipo planar. Aflorando en las áreas de Galeana y Potrero Prieto, la facies F10 sobreyace concordantemente a la facies F11 y subyace concordantemente a la facies F9.

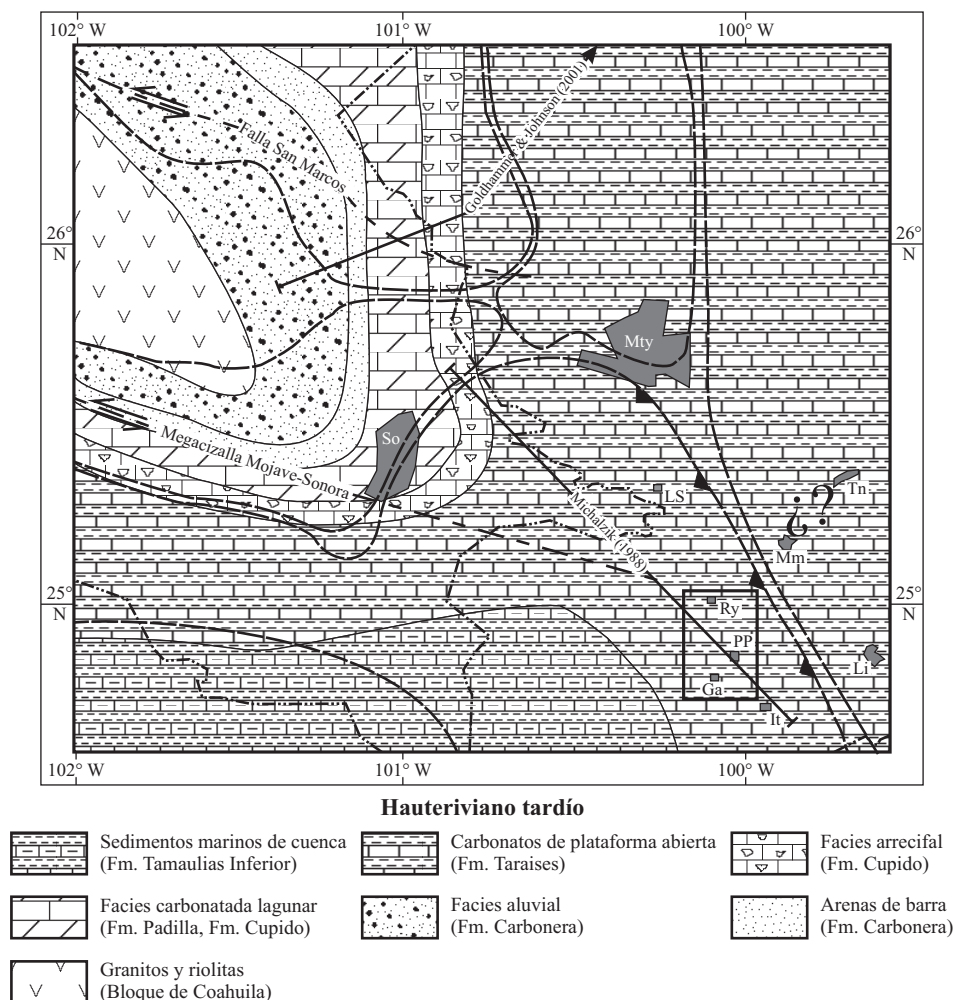


Figura 9. Reconstrucción paleogeográfica del NE de México para el Hauteriviano tardío: Inicio de la plataforma Cupido, caracterizada por sedimentación de plataforma restringida sobre el borde del bloque de Coahuila (compilación de las paleoreconstrucciones de Eguiluz de Antuñano, 2001 y Goldhammer y Johnson, 2001 por Jenchen, 2007a, 2007b, modificado). Abreviaturas como en la Figura 1.

Facies F11: Lutita-arenisca con laminación ligeramente ondulada

La facies F11 (Tabla 1) se caracteriza por secuencias monótonas de intercalaciones de lutita y arenisca generalmente de grano fino, presentando laminaciones ligeramente onduladas. La estratificación de las areniscas varía de delgada a media; la de las lutitas varía de delgada a gruesa, mostrando laminaciones paralelas. Aflorando únicamente en el área de Galeana, la facies F11 sobreyace transicional e infrayace concordante a la facies F10.

Asociaciones de facies (AF)

La AF1 está constituida por dos facies (Tabla 1), las facies F9 y F8, siendo la primera mucho mayor que la segunda. Las características principales que presenta la AF1, son; (i) un predominio de areniscas sobre lutitas (80%:20%); (ii) las secuencias se presentan de manera caótica y en ocasiones estratocrecientes; (iii) infrayace a la AF2; y (iv) se encuentra

expuesta en el área de Potrero Prieto (Figura 10).

Las características principales que presenta la AF2, son; (i) secuencias estratodecrescentes y granodecrescentes, altamente cíclicas (Figura 10); (ii) contactos inferiores muy erosivos al inicio de cada ciclo; (iii) cambios laterales de facies muy marcados; (iv) estratos altamente bioturbados; (v) sobreyacen a la AF1; (vi) el espesor estratigráfico que presentan la AF1 es aproximadamente de 40 m, y (vii) afloran únicamente en el área de Potrero Prieto.

Dos facies (F8 y F9) constituyen la AF3, que se caracteriza por presentar: (i) secuencias caóticas (Figura 10), (ii) predominan las areniscas sobre las lutitas en una proporción 90%:10%; (iii) sus contactos inferiores son moderadamente erosivos; (iv) estratos fuertemente bioturbados; (v) el espesor estratigráfico aproximado es de 20 m; (vi) sobreyacen a la AF2 e infrayacen a la AF4, aflorando exclusivamente en el área de Potrero Prieto.

Las facies F4 y F5 conforman la AF4. La AF4 está caracterizada por presentar; (i) secuencias altamente cíclicas, estratodecrescentes y granodecrescentes; (ii) estratificación

Tabla 1. Características de las facies del Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises.

Facies (F)	Asociación de facies en las que ocurren (AF)	Tamaño de grano	Estructuras sedimentarias y observaciones	Tipo de flujo, régimen de flujo y procesos de depósito
F1	AF2	Areniscas de grano grueso a medio	Gradación normal, laminaciones paralelas, laminaciones cruzadas de tipo planar y tangenciales, lodos acoplados, rizaduras reversas, avalanchas de gravas sobre las laminaciones cruzadas, estratificación varía de media a gruesa, contactos altamente erosivos. Icnofósil <i>Diplocraterion</i> ; icnofacies de <i>Skolithos</i> y <i>Glossifungites</i> . Abundantes restos de madera fósil	Flujos unidireccionales con alta concentración de gravas y flujos bidireccionales. Cambios graduales de regímenes de flujo superior a inferior que están asociados a procesos mareales y oleaje.
F2	AF5 AF6	Areniscas finas a gruesas	Gradación normal, estratificación media a gruesa. Estratos amalgamados, superficies de reactivación.	Corrientes turbidíticas de baja densidad y concentración de partículas del tamaño de lodos. Régimen de flujo superior, donde la turbulencia es el mecanismo de soporte.
F3	AF5	Areniscas medias a gruesas	Estructuras de disco y plato; estratificación varía de delgada a media, contactos rectos. Estratos amalgamados, en algunos casos contactos erosivos escasos.	Flujos de tipo cubierta unidireccionales, dentro de medios subacuáticos. Régimen de flujo alto, con alta removilización y fluidización del sedimento por escape de fluidos.
F4	AF4 AF6	Areniscas gruesas a finas	Estratificación delgada a media; estratificación lenticular y flaser, la estratificación lenticular varía de compleja a simple. Icnofósiles <i>Skolithos</i> y <i>Diplocraterion</i> , icnofacies de <i>Skolithos</i> y <i>Glossifungites</i> . Sedimentación cíclica, de secuencias estratodecreciente, granocreciente y granodecreciente.	Flujos bidireccionales asociados a cambios mareales y vórtices. Variación de flujo moderado a bajo; asociados a ciclos de primavera-verano.
F5	AF4 AF6	Areniscas finas, lodos	Estratificación de tipo flaser, heterolítica, estratificación delgada a muy delgada, ocasionalmente acuñaada. Variación de estratificación de compuesta a simple.	Flujos bidireccionales asociados a procesos mareales, predominando altas mareas en periodos de poco oleaje. Régimen de flujo inferior, en periodos de inundaciones.
F6	AF2 AF5	Areniscas finas a medias	Estratificación cruzada de tipo <i>herringbone</i> ; estratificación delgada a media. Contactos muy erosivos, generalmente amalgamados.	Flujos bidireccionales asociados a procesos de alto oleaje y a la migración del canal. Régimen de flujo superior, relacionadas a procesos de migración de canales mareales y mareas.

muy delgada a delgada; (iii) la proporciones promedio de lutita-arenisca oscila entre 40 y 60%; (iv) las facies F4 y F5 tienen en conjunto un espesor estratigráfico promedio de 60 m; (v) alto contenido de bioturbación; (vi) sobreyace a la AF3 e infrayace miembro calcáreo superior de la Formación Taraises; aflora en el área de Potrero Prieto.

La AF5 está formada por las facies F2, F3, F6, F8 y F10, mostrando las siguientes características: (i) secuencias

estratocrecientes y granocrecientes; (ii) secuencias de tipo caótico y cíclico dentro de una escala menor; (iii) la proporción de lutita sobre arenisca es variable 70%:30%, siendo mayor la proporción de areniscas hacia la cima (85%:15%); (iv) el espesor de los estratos de areniscas varía de delgado a muy grueso; los contactos son generalmente rectos, siendo raramente erosivos; (v) el espesor estratigráfico promedio es de 230 m y (vi) sobreyace de manera discordante a la

Tabla 1. (Cont.) Características de las facies del Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises.

Facies (F)	Asociación de facies en las que ocurren (AF)	Tamaño de grano	Estructuras sedimentarias y observaciones	Tipo de flujo, régimen de flujo y procesos de depósito
F7	AF2	Areniscas finas a gruesas	Laminaciones cruzadas de tipo planar, la estratificación varía entre gruesa y delgada. Icnogéneros <i>Skolithos</i> y <i>Rhizocorallium</i> ; icnofacies de <i>Glossifungites</i> y <i>Skolithos</i> . Intercalación con lutitas en una relación de 60%:40%, contactos altamente erosivos; ciclicidad.	Flujos unidireccionales en las inmediaciones de canales, ricos en partículas del tamaño de arenas. Régimen de flujo alto a bajo, migración de rizaduras y megarizaduras y rizaduras escalonadas, están relacionadas con procesos de migración de los canales.
F8	AF1 AF2 AF3 AF5 AF7	Areniscas finas a muy gruesas	Laminaciones paralelas; el espesor de los estratos varía de delgados a grueso. Icnogéneros <i>Skolithos</i> y <i>Rhizocorallium</i> . Intercalación con lutitas en proporciones de 50%:50%; secuencias estratodecrecientes y estratocrecientes.	Flujos unidireccionales de tipo cubierta. Condiciones de régimen de flujo medio a bajo, incremento gradual de la energía hidráulica.
F9	AF1 AF3 AF6 AF7	Areniscas finas a muy gruesas	Areniscas masivas, el espesor de los estratos varía de delgado a muy gruesos. Icnogéneros <i>Skolithos</i> , <i>Rhizocorallium</i> , <i>Thalassinoides</i> y <i>Macaronichus</i> ; icnofacies de <i>Cruziana</i> . Intercaladas con lutitas en proporciones de 70%:30%; ocasionalmente amalgamadas, alta concentración de amonites retrabajados.	Flujos unidireccionales del tipo hypopical; asociados a procesos mareales y periodos de alto oleaje Régimen de flujo medio a ¿bajo?, condiciones de moderada energía que ocasiona el decaimiento total de la velocidad y de las partículas.
F10	AF5 AF6	Areniscas muy finas a finas	Laminaciones de tipo planar, estratificación delgada a media; los contactos son ligeramente erosivos. Icnogénero <i>Macaronichus</i> ; restos de plantas mal preservadas. Intercalaciones con lutitas en proporciones de 30%:70%.	Flujos unidireccionales y bidireccionales de tipo cubierta, con reciclamiento por procesos de oleaje. Régimen de flujo bajo, condiciones de moderado oleaje.
F11	AF6	Areniscas muy finas a finas	Laminaciones de las areniscas paralelas, ligeramente onduladas; estratificación delgada a media; lutitas presentan laminaciones paralelas; contactos rectos y ocasionalmente ondulados. Intercaladas con lutitas en proporción de 10%:90%.	Flujos bidireccionales de tipo cubierta, relacionados a procesos de alto oleaje y reciclamiento del sedimento Régimen de flujo medio bajo?, dentro de condiciones de predominio de lodos, cuando el régimen de flujo es bajo.

parte basal del La Formación Taraises e infrayace a la AF6, aflorando únicamente en el área de Galeana.

Las facies F5, F9, F10 y F11 constituyen la AF6, que se caracteriza por: (i) secuencias estratodecrecientes y granodecrecientes (Figura 10); (ii) secuencias de tipo caótico dentro de una escala menor; (iii) presencia mayor de lutita respecto a arenisca (80%:20%); (iv) el espesor de las areniscas es delgado y ocasionalmente mediano; (v)

contactos generalmente rectos, presentando con menor frecuencia contactos erosivos y ondulados; (vi) el espesor estratigráfico promedio es de 120 m; (vii) sobreyace de manera concordante a la AF5 e infrayace del mismo modo al miembro superior de la Formación Taraises; y (viii) aflora en el área de Galeana.

La AF7 está formada por las facies F8 y F9, estando caracterizada por: (i) secuencias caóticas; (ii) el espesor de

los estratos de areniscas varía de delgado a mediano; (iii) la proporción de lutita a arenisca es de 10%:90%; (iv) su espesor estratigráfico promedio es de 150 m, (v) aflora en las inmediaciones del poblado de Rayones, donde (vi) sobreyace a la parte basal del la Formación Taraises e infrayace a la Formación Cupido.

La interpretación de los ambientes de depósito para el Miembro Arenoso Galeana se realizó a partir de las asociaciones de facies mencionadas y la información obtenida de los patrones de paleocorrientes. Las direcciones restauradas de los paleoflujos, que están presentes en cada asociación, son mostradas en forma breve en la Figura 10.

AMBIENTES DE DEPÓSITO DEL MIEMBRO ARENOSO GALEANA

Interpretación de la asociación de facies AF1

La AF1 se interpreta como el depósito de un cuerpo arenoso durante el inicio de la formación de una planicie mareal con posible alta influencia fluvial intermitente, y fue depositada en condiciones de regímenes de flujo superior e inferior. Las evidencias que se tienen para esta interpretación son: (i) la presencia de secuencias de estratodecrecientes en ciclos cortos, resultado de una posible influencia fluvial que interrumpe la sedimentación mareal de la AF1; (ii) la presencia monótona de estructuras sedimentarias como gradación normal, laminaciones paralelas, niveles de estratos masivos y lodos acoplados, marcando la disminución fluvial en la cima de la secuencia y el inicio de la influencia mareal (cf. Reineck y Singh, 1980, deVries, 1963) y; (iii) lodos acoplados evidencian el retrabajo mareal representando pequeños ciclos de primavera-verano y la influencia mareal (cf. deVries, 1963, 1970; Kim *et al.*, 1999; Figura 10).

Interpretación de la asociación de facies AF2

Las facies que forman la AF2 permiten interpretar esta asociación como depósito de canales mareales, desborde de canales mareales y barras de meandro (*point bars*). Las evidencias que soportan esta interpretación son: (i) secuencias granodecrecientes y estratodecrecientes, altamente cíclicas, con espesores promedios de 12 m, que representan la disminución gradual de la energía hidráulica hacia la parte final del flujo, ocasionada a su vez por la migración del canal (Figura 11 y 12); (ii) la presencia de estructuras sedimentarias de gradación normal, laminaciones cruzadas de tipo planar, avalancha de gravas sobre las laminaciones cruzadas, que evidencian condiciones de regímenes de flujo superior e inferior (Figura 12, 13a); (iii) fallas sindeposicionales en forma de "Y" generadas posiblemente por la migración de canales mareales (cf. Reineck y Singh, 1980; Dalrymple, 1992; Figura 11); (iv) acuñamiento amplio de los estratos asociados a la migración del canal; y (v) la presencia de

estratificación cruzada tipo *herringbone* marca la migración del canal y la influencia mareal (cf. Okazaki y Masuda, 1995; deBoer, 1998; Mallet *et al.*, 2000; Figura 13b).

Otras evidencias que soportan la interpretación de la influencia fluvial y los depósitos mareales (canales mareales) son: (i) la presencia de lodos acoplados y atrapados en los *foreset* de las laminaciones cruzadas, representando el predominio de corrientes de inundación (cf. deBoer, 1998; Figura 12); (ii) rizaduras generadas por flujos reversos (*back flows*), que marcan ciclos de sedimentación de primavera-verano como lo reportan Carr *et al.* (2003) y Yang *et al.* (2005); (iii) patrones de paleocorrientes de tipo bipolar y bimodal, dentro de la estratificación cruzada tipo *herringbone* y tangencial, marcando los patrones de la influencia fluvial y mareal (cf. Okazaki y Masuda, 1995; Mallet *et al.*, 2000; Rankey, 2002; Figura 13b); (iv) la presencia del icnofósil *Diplocraterion* (Figura 13c) ha sido reportado en ambientes costeros de alta energía, como son los canales mareales, y descritos en ejemplos de Canadá por MacEachern y Pemberton (1994) y Pemberton *et al.* (2001).

Los cambios laterales de facies en la AF2 se han interpretado como depósitos de desborde de canal y barras de meandro, asociados con la migración del canal, depositados en condiciones de regímenes de flujo superior e inferior. Esta interpretación está sustentada por las siguientes observaciones: (i) secuencias altamente cíclicas estratodecrecientes en los depósitos de barras de meandro; (ii) dominancia de arenisca sobre lutita en una relación aproximada de 60%:40%; (iii) contactos altamente erosivos que evidencian la avulsión y continua migración del canal; (iv) rizaduras escalonadas representando el depósito rápido del desborde del canal en condiciones de flujo superior (cf. Leckie y Rumpel, 2003; Plink-Björklund, 2005; Figura 13d). La (v) presencia de los icnogéneros *Skolithos* y *Rhizocorallium* (Figuras 13e y 13f), permiten inferir que la AF2 representa zonas de moderada energía con tendencias paulatinas a baja energía, como son las zonas de desborde y barras de meandro; (vi) laminaciones cruzadas de tipo planar, laminaciones paralelas, areniscas masivas intercaladas con lutitas dentro de depósitos de barras de meandro (Figura 14a). Los patrones de paleocorrientes unidireccionales y unipolares (Figura 10), tanto en los desbordes de canales como en las barras de meandro se proyectan de manera oblicua (Armstrong, 1963; Amajor, 1987; Yokokawa *et al.*, 1995; Shukla *et al.*, 1999; Rhodes *et al.*, 2005; Figura 10).

Interpretación de la asociación de facies AF3

La AF3 puede interpretarse como el resultado de oleaje intenso debido a eventos de tormenta, posiblemente durante condiciones anóxicas. Las evidencias que sustentan la interpretación son: (i) secuencias muy homogéneas, raramente estratodecrecientes; (ii) alta concentración de organismos retrabajados de forma moderada a intensa, fragmentos de amonites asociados a laminaciones onduladas

Tabla 2. Características de las asociaciones de facies del Miembro Arenoso Galeana de la Formación Taraises.

Asociación de facies (AF)	Relación arenisca:lútila	Tipo de secuencia	Evidencias para la interpretación	Relación de facies	Ambiente de depósito
AF 1	90%:10%	Estratodecrecientes y granodecreciente, en ciclos cortos	Lodos acoplados	Infrayacen a AF2	Parte basal de una planicie mareal
AF 2	80%:~20%	Granodecrecientes y estratodecrecientes. Desarrollo de alta ciclicidad	Fallamiento normal de tipo Y; acuñamiento de los estratos; direcciones de paleocorrientes bimodales y bipolares; lodos acoplados y entrampados dentro de las laminaciones cruzadas; icnofósil <i>Diplocraterion</i>	Cambian lateralmente a depósitos de desborde de canal y barras de meandro; sobreyacen a la AF1, e infrayacen a la AF3.	Canales mareales, barras de meandro y desborde de canal
AF 3	90%:10%	Homogéneas	Alta concentración de organismos; laminaciones onduladas mal preservadas; alto contenido de minerales oxidados; icnofósil <i>Skolithos</i> y <i>Thalassinoides</i>	Sobreyacen de manera erosiva a la AF2, e infrayacen a la AF4	Depósitos de alta energía, asociados a tormentas
AF 4	50%:50%	Estratodecrecientes; altamente cíclicas	Estratificación heterolítica; icnofósiles <i>Skolithos</i> , <i>Diplocraterion</i>	Sobreyace a AF3 e infrayace a AF5	Depositos de planicie de lodos y planicie de mezcla
AF 5	70%:30%	Estratocrecientes y granocrecientes; niveles amalgamados	Estratificación cruzada tipo <i>herringbone</i> ; estructuras de disco y plato y de tipo lenticular; direcciones de paleocorrientes bipolares y bimodales	Se encuentran en contacto angular con la parte basal de a Formación Taraises y subyacen a la AF6	Depósitos de prodelta y frente deltaico dominado por mareas
AF 6	30%:70%	Estratodecreciente y granodecreciente	Contactos altamente erosivos; icnogénero <i>Macaronichnus</i>	Sobreyacen a la AF5 e infrayacen a la parte superior de la Formación Taraises	Barras de desembocadura
AF 7	95%:5%	Secuencias altamente cíclicas, repetición de estructuras	Superficies de reactivación; estratificación cruzada de tipo tangencial de gran escala; pipas de escape de agua; icnogénero <i>Thalassinoides</i>	Sobreyace concordantemente al Miembro Inferior de la Formación Taraises y subyace a la base de la Formación Cupido	Depósitos de dunas subacuosas

mal preservadas, con alto contenido de minerales oxidados. El depósito es muy parecido a los ejemplos reportados por MacEachern y Pemberton (1994) y Hetweck (1998), que evidencia alto oleaje. La abundancia de organismos más retrabajados en la AF3 no sólo puede ser interpretada como resultado de alta energía producida durante y después de los eventos de tormenta, sino también puede considerarse relacionada con eventos anóxicos por concentración de organismos que muestran poco o nulo transporte; (iii) alto contenido de materia orgánica; (iv) presencia de los icnofósiles *Skolithos* y *Thalassinoides* (Figura 14b), que indican una zona sublitoral arenosa relacionada a la zona del nivel de alto oleaje producido por tormentas; (v) abundantes laminaciones paralelas de régimen de flujo superior.

Las características mencionadas y la relación infrayacente y suprayacentes con la AF4 y la AF2, respectivamente,

han sido mencionadas por varios autores (Dott y Bourgeois, 1982; Aigner, 1985; Pemberton *et al.*, 2001, entre otros) como indicativo de depósitos relacionados a tormentas. En tanto que la presencia de icnofósiles de la icnofacies *Skolithos* indica que el depósito se desarrolló en una zona de línea de costa.

Interpretación de la asociación de facies AF4

La AF4 se interpreta como un depósito en una planicie de mezcla y una planicie de lodos, dentro de una planicie mareal. Las evidencias para esta interpretación incluyen: (i) secuencias estratodecrecientes, con alta ciclicidad; (ii) presencia de estratificación heterolítica; y (iii) la asociación de los icnofósiles *Skolithos* y *Diplocraterion*, donde *Skolithos*

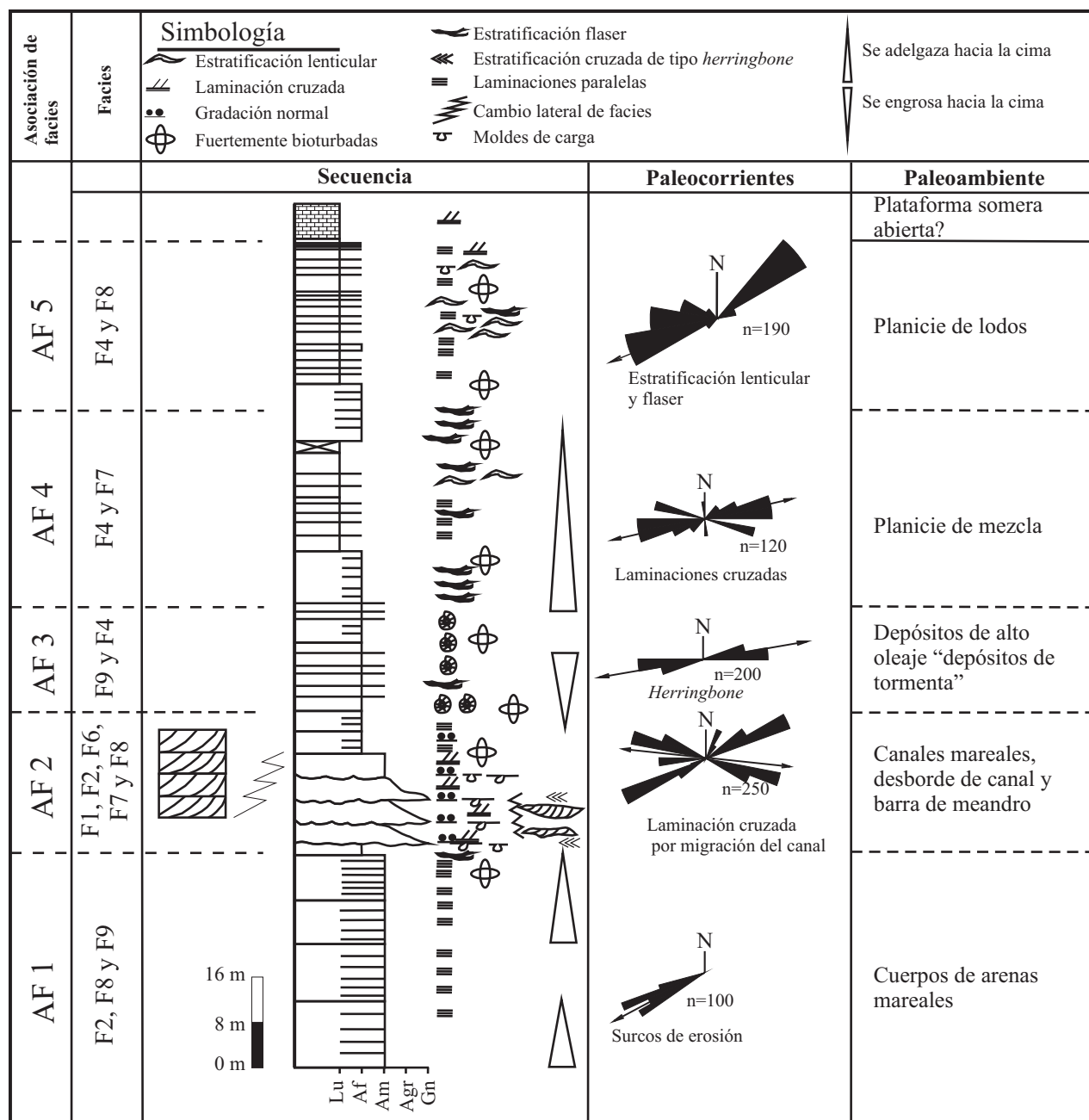


Figura 10. Perfil sedimentológico con información de paleocorrientes del área de Potrero Prieto, N.L.

representa periodos de sedimentación dentro de condiciones de alta energía durante periodos de alta marea; esta interpretación está apoyada por la asociación de *Skolithos* con la facies de areniscas con estratificación lenticular. En tanto que el icnofósil *Diplocraterion* marca posiblemente periodos de sedimentación en condiciones de baja energía dentro de un régimen de flujo inferior, reflejándose en la asociación que tienen estos organismos con las facies de areniscas con estratificación de tipo flaser. Ejemplos de este tipo de icnofósiles asociados con laminaciones y estratificaciones lenticular y flaser (Figura 14b), han sido reportados por Tessier *et al.* (1995) y Adkins y Ericsson

(1998) en secuencias de frente deltaico del Pensilvanico medio, de Kentucky E.E.U.U., así como por Greb y Archer (1998) en el Carbonífero de Canadá y el Mioceno de Brasil por Gingras *et al.* (2002).

Las planicies de lodos y planicies de mezcla han sido interpretadas por varios autores como ambientes de depósito con condiciones de mareas altas y bajas dentro de regímenes de flujo superior e inferior (Hertweck, 1998; Mallet *et al.*, 2000; Rankey, 2002; Leckie y Rumpel, 2003; Hiscott, 1982 y Hong *et al.*, 2003). Algunas de las características son: (i) la variación de la estratificación lenticular de compleja a simple (Figura 15); (ii) la presencia de laminaciones cru-

zadas de tipo planar, dentro de la estratificación lenticular, que indica condiciones de régimen de flujo superior; (iii) la presencia de estratificación flaser dentro de la estratificación lenticular, representando las condiciones de mareas altas y bajas, así como los ciclos de primavera-verano o el dominio de corrientes de inundación, y (iv) los patrones bipolares que presentan las paleocorrientes. Por estas características es posible plantear un ambiente de planicie mareal para la asociación AF4.

Interpretación de la asociación de facies AF5

La AF5 se interpreta como depósitos de prodelta y frente deltaico dominado por mareas. La evidencias para esta interpretación son: (i) secuencias estratocrecientes y granocrecientes (Figura 16), evidenciando el incremento gradual de la energía hidráulica en la parte final del flujo que da origen a cada secuencia (Figura 17); (ii) relación promedio de arenisca mayor que lutita (70:30%); (iii) amalgamación de los niveles arenosos, así como también mayor competencia y fluidización dentro de estos, que generaron estructuras de disco y plato (Figura 14c); (iv) laminaciones paralelas dentro de los estratos de arenisca y lutita, presentes de manera monótona en la AF5 y características de ambientes dominados por lodos de baja energía en depósitos de frentes deltaico (cf. Gani y Alam, 1999; Mutti et al., 2000; Gani y Alam, 2003; Porebski y Steel, 2003; Fitzgerald et al., 2004; Kwan y Son, 2004; Gani y Bhattacharya, 2005).

Las estructuras sedimentarias, permiten interpretar que los depósitos del frente deltaico fueron generados e influenciados por: (i) flujos de tipo cubierta (*sheet flows*) evidenciados por el amplio contenido de minerales oxida-

dos presentes, principalmente en las laminaciones de tipo planar; (ii) flujos turbidíticos de baja densidad que generaron posiblemente las facies de areniscas con gradación normal (cf. Hiscott, 1982); (iii) flujos hypopicales que representan el depósito rápido del sedimento, ocasionando la ausencia de estructuras sedimentarias y propiciando la formación de estructuras de escape de agua, tales como las estructuras de disco y plato (cf. Mutti et al., 2000); y (iv) por procesos de oleaje y mareas, como lo indica la presencia de estratificación cruzada tipo *herringbone* y de estratificación lenticular.

Interpretación de la asociación de facies AF6

Las facies que conforman a la AF6 se han interpretado como depósitos de barra de desembocadura. Las bases para esta interpretación son: (i) la secuencias son del tipo estratodecreciente y granodecreciente, evidencia de la disminución gradual de la energía hidráulica; (ii) la relación promedio de lutita a arenisca es de 70:30%; (iii) contactos altamente erosivos entre las areniscas y lutitas, que se han interpretado como indicativos de alta energía en el ambiente, posiblemente como resultado de la influencia mareal y el oleaje; (iv) la presencia monótona de laminaciones paralelas y onduladas con minerales oxidados dentro de estas; (v) la presencia del icnofósil *Macaronichnus* (Figura 14d) que es parte de la icnofacies *Skolithos*, y que ha sido reportada como característica de ambientes sublitorales de línea de costa arenosa (Clifton y Thompson, 1978; Gingras et al., 2002), por lo que se infiere que fueron posiblemente depositadas como barras de desembocadura en ambientes sublitorales; y (vi) la presencia de restos de plantas que han

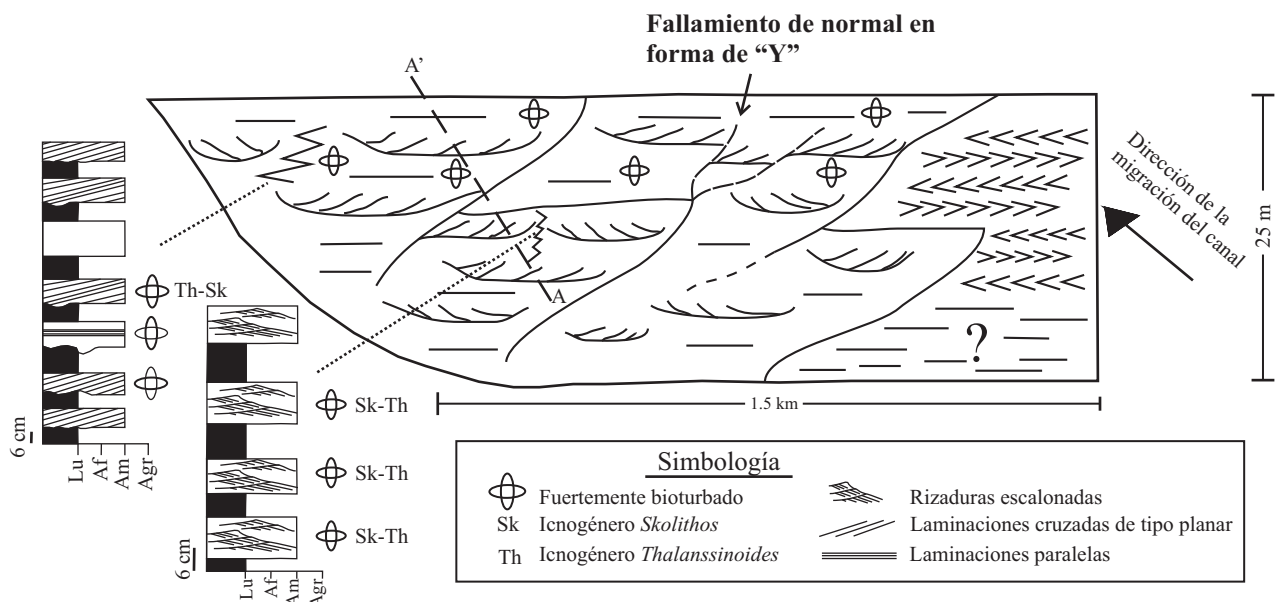


Figura 11. Posible configuración de los canales mareales, depósitos de desborde de canal y barras de meandro, área de Potrero Prieto, N.L. Lu: lutita; Af: arenisca de grano fino; Am: arenisca de grano medio; Agr: arenisca de grano grueso.

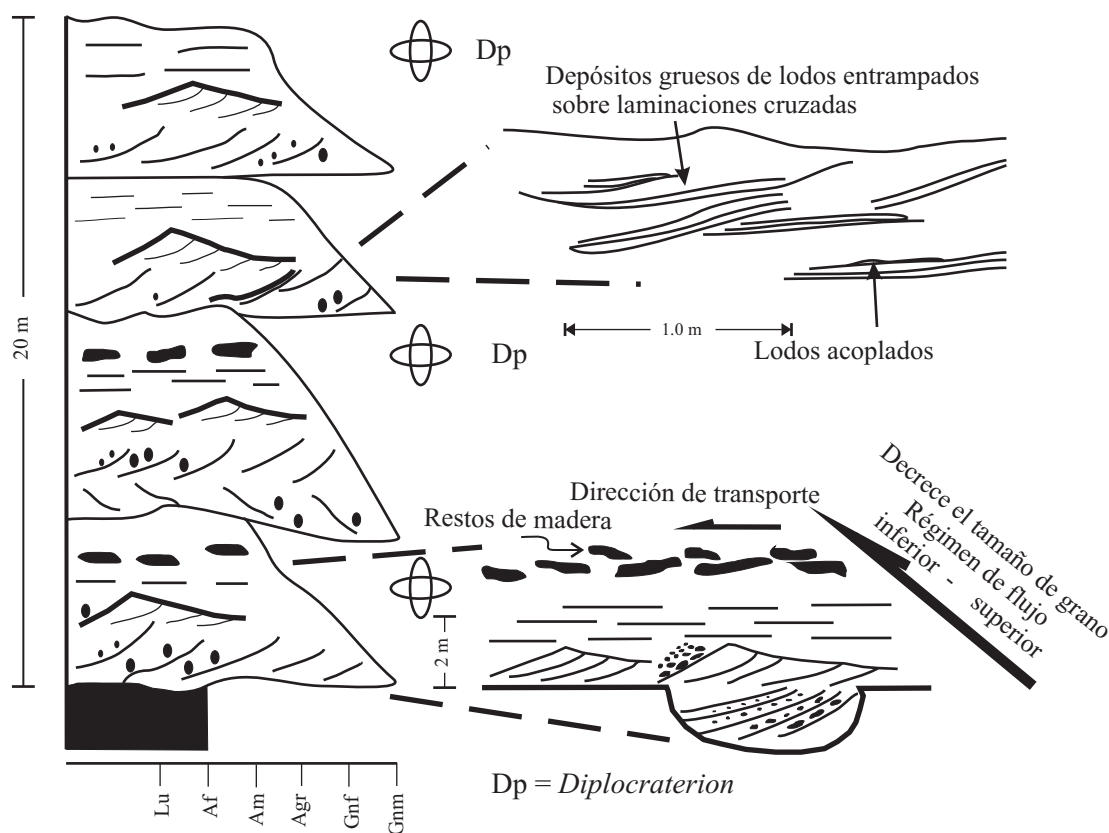


Figura 12. Perfil detallado que ilustra las características sedimentológicas de los depósitos de canales mareales, área de Potrero Prieto. Lu: lutita; Af: arenisca de grano fino; Am: arenisca de grano medio; Agr: arenisca de grano grueso; Gnf: gránulos finos; Gnm: gránulos gruesos.

sido reportadas en barras de desembocadura emergentes (Mutti *et al.*, 2000; Porębski y Steel, 2003).

Muchas de las características presentes en la AF6 han sido documentadas para ambientes de barra de desembocadura por varios autores (Clifton *et al.*, 1971; Clifton y Thompson, 1978; Hunter *et al.*, 1979; Barnhardt *et al.*, 2002; Bezerra *et al.*, 2003; Damholt y Surlyk, 2004; Kumar *et al.*, 2004).

Interpretación de la asociación de facies AF7

La AF7 se interpreta como un depósito de dunas subacuosas. La base de esta interpretación es la presencia de estratificación cruzada de tipo tangencial de gran escala (Figura 14e), en la cual se sitúan las facies de areniscas con gradación normal, permitiendo interpretarla como un depósito de dunas subacuosas posiblemente muy cercana o relacionada a un ambiente de playa. Además de la estratificación cruzada ya mencionada, las evidencias presentes en la AF7 para sostener esa interpretación son: (i) presencia abundante de superficies de reactivación, generadas posiblemente por la migración de las dunas (*cf.* McCabe y Jones, 1977); (ii) presencia de constantes episodios de ciclicidad en la secuencia, que consta de una repetición de las estructuras sedimentarias de gradación normal seguida por laminacio-

nes paralelas y finaliza el depósito con estratos masivos; (iii) estructuras de pipas de escape de agua, generadas por un proceso de fluidización y licuefacción del propio sedimento; (iv) presencia constante del icnofósil *Thalassinoides*, que ubica a la AF7 dentro de un ambiente de alta energía (Figura 14f), ya que este fósil traza ha sido reportado en ambientes arenosos costeros de alta energía (Lowe y LoPiccolo, 1974; Hine, 1987; Reineck y Singh, 1980) y; (v) presencia de granos muy redondeados con buena clasificación, evidencia de un ambiente de alta energía con mayor retrabajo de los sedimentos (Ocampo-Díaz, 2007).

Síntesis

Con el reconocimiento de las facies, el análisis y la interpretación de las asociaciones de facies obtenidos se concluye que el depósito del Miembro Arenoso Galeana se efectuó dentro de una planicie mareal que evolucionó a un sistema deltaico dominado por mareas, finalizando con el desarrollo de barra de desembocadura y dunas subacuosas en una zona de línea de costa que estuvo sujeta predominantemente a eventos mareales, así como a esporádicos eventos de alta energía producidos por tormentas.

Características generales que se presentan en ambientes recientes y antiguos de líneas de costa sujetas e

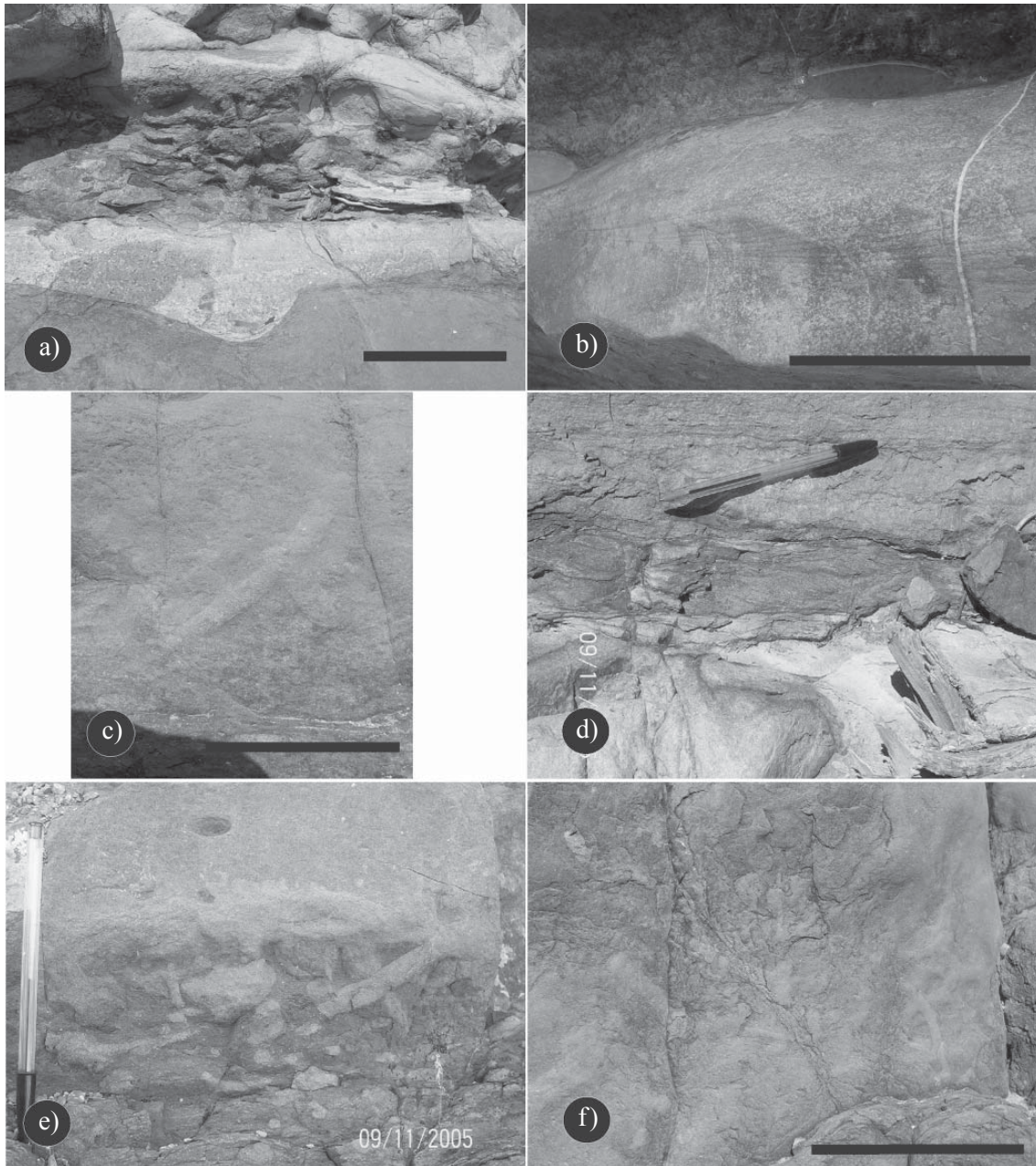


Figura 13. a: Facies microconglomeráticas; b: facies de arenisca con estratificación cruzada de tipo *herringbone*; c: icnofósil *Diplocraterion*.; d: facies de arenisca con rizaduras escalonadas; e: icnofósil *Skolithos*; f: icnofósil *Rhizocorallium*. La barra equivale a 20 cm.

influenciadas por eventos mareales y tormentas, (Dalrymple, 1992; Archer, 1998; Mutti *et al.*, 2000; Carr *et al.*, 2003; Lim y Park, 2003; Yang *et al.*, 2005) permiten la siguiente interpretación de las condiciones de depósito en el área de estudio:

Argumentos favorables para una planicie mareal

1. Un cuerpo arenoso se caracteriza por presentar secuencias de arenisca masiva, arenisca con laminaciones paralelas y lodos acoplados.
2. Los canales mareales se caracterizan por presentar estratificación cruzada de gran escala, lodos acoplados,

rizaduras de flujos reversos (*reverse flows*) al pie de las laminaciones cruzadas que marcan los procesos de inundación y mareas. El tamaño de grano es grueso y son lateralmente extensivos. También es común que los estratos estén fuertemente bioturbados.

3. La planicie de mezcla esta caracterizada por la presencia de abundante estratificación tipo flaser y heterolítica, ambas representan períodos de alta marea.
4. La planicie de lodos está representada por areniscas con estratificación lenticular y flaser, presentando ciclos de primavera-verano, asociados a altas y bajas mareas. La bioturbación presente en estas facies es abundante.

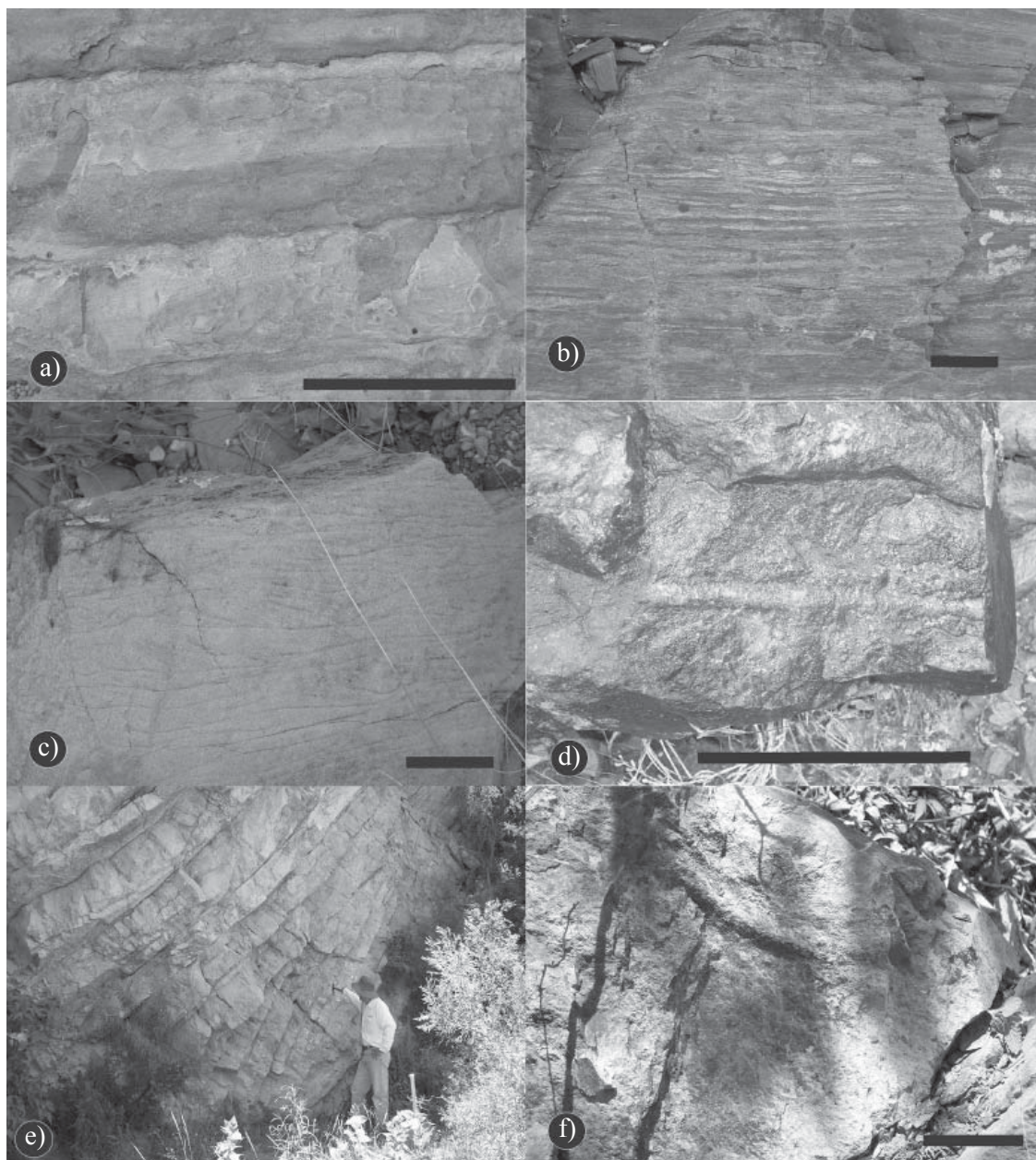


Figura 14. a: Facies de areniscas con laminaciones cruzadas de tipo planar; b: facies de areniscas con estratificación lenticular y flaser; c: facies de areniscas con estructuras de disco y plato; d: icnofósil *Macaronichnus*; e: estratificación cruzada de gran escala; f: icnofósil *Thalassinoides*. La barra equivale a 20 cm.

5. Las paleocorrientes son bipolares y bimodales, como reflejo de la influencia mareal.

Argumentos a favor de un sistema deltaico

1. Secuencias estratocrecientes y granocrecientes, con predominio de las primeras.
2. Secuencias monótonas de estructuras sedimentarias (e.g., laminaciones paralelas y gradación normal).
3. Alto porcentaje de lutitas en relación al de areniscas.
4. Presencia de estructuras producidas por procesos de licuefacción y fluidización del sedimento, que producen estructuras de disco y plato, así como estratificación

cruzada de tipo *herringbone*, dentro de los depósitos del frente deltaico como evidencia de la influencia de mareas y oleaje.

5. Amalgamación de los estratos de areniscas dentro de los depósitos de frente deltaico.
6. Presencia de restos de raíces dentro de los depósitos de barra de desembocadura y depósitos sublitorales.
7. Presencia de icnofósiles de facies litorales.

Argumentos a favor de las dunas subacuosas

1. Secuencias monótonas de areniscas de grano grueso a fino que normalmente presentan ciclicidad y están mo-

- deradamente bioturbadas.
2. Repetición de estructuras sedimentarias como: gradación normal, laminaciones paralelas y areniscas masivas.
 3. Presencia de estratificación cruzada tangencial de gran escala con superficies de reactivación dentro de sus límites.
 4. Alto grado de clasificación con relación a lo descrito previamente.
 5. Direcciones de paleocorrientes unipolares y polimodales.

HISTORIA DE DEPÓSITO DEL MIEMBRO ARENOSO GALEANA Y SU IMPORTANCIA PALEOGEOGRÁFICA

La complejidad estructural en el área de estudio hace que el Miembro Arenoso Galeana no esté muy bien expuesto, ya que gran parte de las secuencias clásticas de la Formación Taraises se encuentran dentro de grandes sinclinales. Sin embargo, la información obtenida de los datos de paleocorrientes y los patrones de las facies sugieren que diversos paleoelementos se encontraban expuestos. La presente interpretación del depósito y paleogeografía es contrastante con las interpretaciones que diversos autores han propuesto para el área de estudio (ver Michalzik, 1988, Goldhammer y Johnson, 1998; Figuras 8 y 18a).

Los modelos paleoambientales y paleogeográficos involucran sedimentación asociada a una línea de costa, así como también toman en cuenta a los paleoelementos como el Archipiélago de Tamaulipas e Isla de Terán, que se encuentran cubiertos por la gran columna estratigráfica del NE de México. La posición de los paleoelementos se interpretó por la dirección de las paleocorrientes, además de estar documentada por los estudios de Michalzik (1988) y Ocampo-Díaz (2007). El Miembro Arenoso Galeana se depositó en las siguientes etapas:

Estadio de sedimentación 1: Depósitos iniciales de los sedimentos mareales

El origen de la sedimentación mareal, formada por planicies y canales mareales, involucra el posible levantamiento y, por supuesto, la exposición de los paleoelementos del NE de México (Archipiélago de Tamaulipas e Isla de Terán). Por lo anterior se forma un depósito restringido a las áreas cercanas al poblado de Potrero Prieto, localizadas al este de las áreas de estudio. Esta interpretación se basa en las facies reconocidas que forman la AF2, así como en los datos de las paleocorrientes, principalmente de surcos de erosión, medidos en las AF2 (Figura 18b). Sin embargo, otros procesos son documentados por las paleocorrientes, los cuales involucran procesos de estabilidad en los bloques del basamento como la migración de los canales mareales, que se realizó de manera oblicua a los canales, tal como lo evidencian las direcciones de paleocorrientes de las laminaciones cruzadas de tipo planar y tangencial. La presencia de secuencias estratodecrecientes y de estratificación cruzada tipo *herringbone* representan periodos de estabilización de los paleoelementos y el predominio de los procesos mareales, que se efectuaron en direcciones SW80°–NE60°.

Estadio de sedimentación 2: Depósitos de alto oleaje, prodelta y frente deltaico

Posteriormente a la sedimentación mareal se generó una extensa progradación de depósitos deltaicos en el área de Galeana (prodelta y frentes deltaicos; Figura 18b), que se caracterizan por presentar secuencias estratocrecientes, mientras que contemporáneamente en el área de Potrero Prieto se generaron depósitos de alto oleaje debido a tormentas. La progradación de los sedimentos mareales (estadio 1) hacia sedimentos de facies deltaicas, se interpreta como el

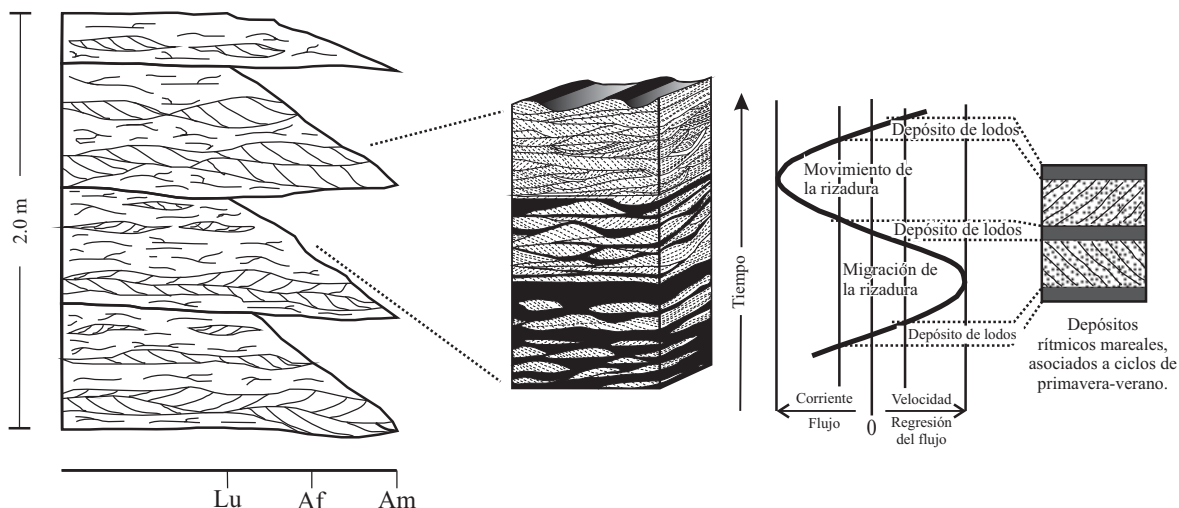


Figura 15. Detalle de las asociaciones de facies AF4 y AF5 ilustrando los ciclos de primavera-verano. Lu: lutita; Af: arenisca de grano fino; Am: arenisca de grano medio.

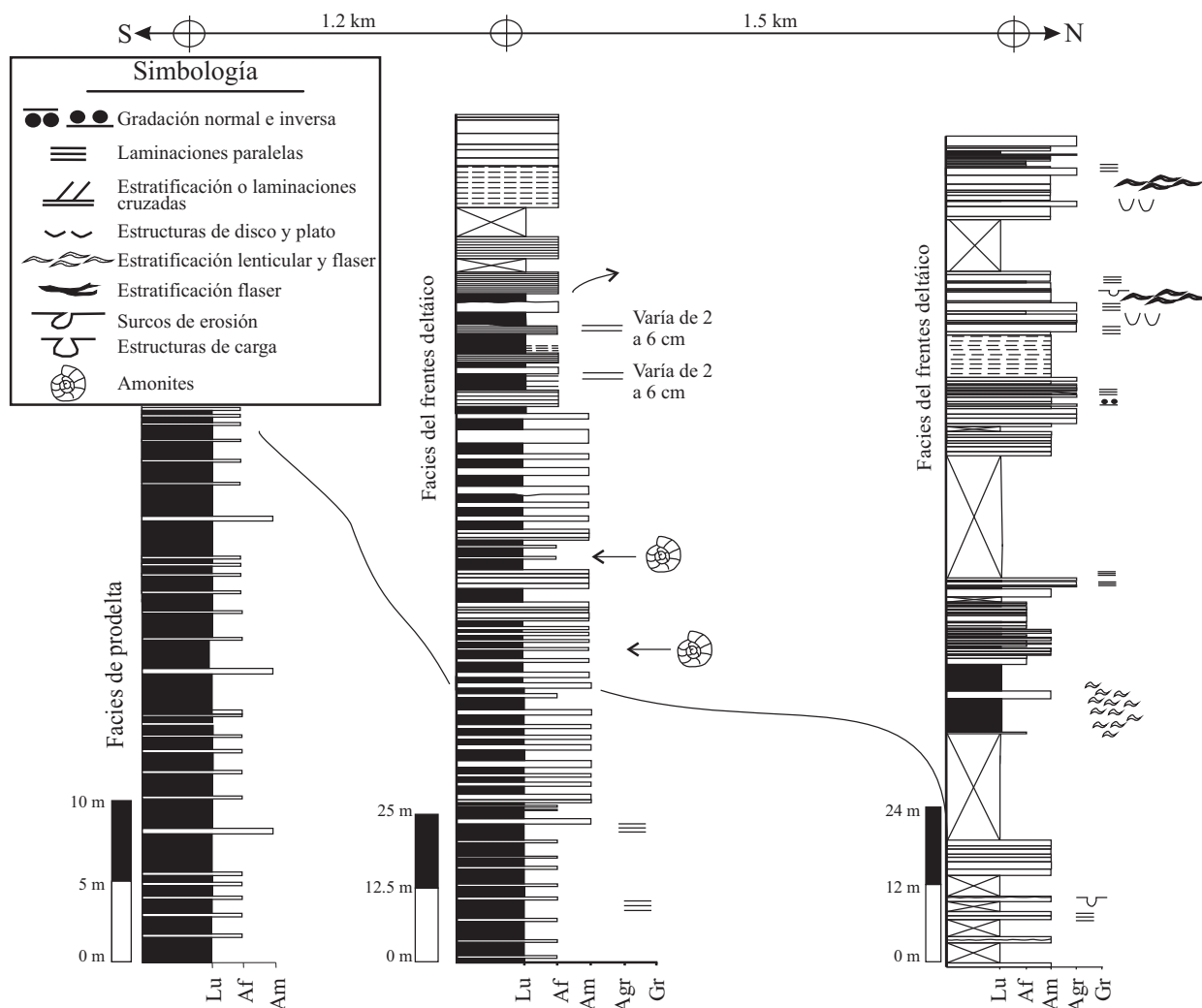


Figura 16. Perfiles estratigráficos representativos de las asociaciones de facies AF5 y AF6. Lu: lutita; Af: arenisca de grano fino; Am: arenisca de grano medio; Agr: arenisca de grano grueso; Gr: gránulos.

depósito dentro de un área con mayor subsidencia, localizada en las inmediaciones del poblado de Galeana.

El origen de la subsidencia presenta dos interpretaciones posibles en relación a su origen: (i) subsidencia local asociada al levantamiento del Archipiélago de Tamaulipas y (ii) subsidencia generada por una falla normal o lateral asociada al levantamiento y desplazamiento de los bloques del basamento. Las evidencias presentes para ambas interpretaciones son: (i) los espesores estratigráficos del Miembro Arenoso Galeana son mayores en el área de Galeana (350 m) y menores en el área de Potrero Prieto (150 m); (ii) durante y posteriormente a la subsidencia en ambos modelos (levantamiento del Archipiélago de Tamaulipas y falla normal o lateral) se produjo un periodo de alto oleaje, generando depósitos de tormentas; y (iii) una discordancia angular que se presenta en el área de Galeana entre la Formación Taraises y el Miembro Arenoso Galeana (Figura 18 b-d).

Del mismo modo, el cambio de la pendiente ocasionado por la subsidencia propició la generación de: (i)

corrientes turbidíticas de baja densidad y concentración que se reflejan en las facies de areniscas con gradación normal (cf. Mutti *et al.*, 2000; Porebski y Steel, 2003; Fitzgerald *et al.*, 2004; Kwan y Son, 2004; Gani y Bhattacharya, 2005); y (ii) flujos hypopícnalos que se plasmaron dentro de las facies de arenisca masiva y arenisca que contiene estructuras de disco y plato. Ambos procesos generaron las secuencias granodecreciente y estratodecreciente.

Estadio de sedimentación 3: Barra de desembocadura, planicie de lodos, planicie de mezcla y dunas subacuosas

Con el relleno del área que presentó mayor subsidencia (área de Galeana) y el continuo ascenso del nivel del mar se depositan sobre los depósitos basales del frente deltaico los estadios terminales del frente deltaico dominado por mareas, barra de desembocadura, planicie de lodos, planicie de mez-

cla y los depósitos de dunas subacuosas (Figura 18e).

Las direcciones de las paleocorrientes indican que los depósitos del frente deltaico dominado por oleaje, planicie de lodos y la planicie de mezcla se realizaron en direcciones preferenciales SW 85°, como lo indican los datos de la estratificación cruzada tipo *herringbone* y de las laminaciones cruzadas dentro de estratificación lenticular, mientras que el reflejo mareal se efectuó en dirección NE45°.

DISCUSIÓN

El presente reporte es el primer estudio sedimentológico de detalle en el Miembro Arenoso Galeana. Las características sedimentológicas reconocidas a través del análisis de facies y la asociación de facies discutidas previamente

para el Miembro Arenoso Galeana son similares a las que presentan los ambientes sedimentarios costeros que se encuentran dominados por procesos mareales y oleaje (planicie mareal, depósitos deltaicos y barra de desembocadura), así como netamente deltaicos. Las características sedimentológicas aquí reconocidas son muy semejantes a las que reportan deVries (1970), van Leeuwen et al. (2003) y Yang et al. (2005) para depósitos de este tipo. Esta interpretación discrepa de la interpretación del Miembro Arenoso Galeana como depósitos de frente deltaico y prodelta propuesta por Michalzik (1988).

Las direcciones de paleocorrientes indican una fuente de aporte localizada al este del área de estudio, que correspondería correctamente a la ubicación actual del paleoelemento conocido como el Archipiélago de Tamaulipas (Figura 18e). Las mismas características fueron también reportadas por Michalzik (1988) y Ocampo-Díaz (2007). Esto resulta opuesto a los resultados que presentan Eguiluz de Antuñano (1990) y Goldhammer (1999), quienes sugieren que los sedimentos proceden de la isla de Coahuila, localizada al noreste del área de estudio. Sin embargo los estudios previos postulan la ubicación del área de fuente a partir de suposiciones, ya que carecen de estudios sedimentológicos detallados. El análisis expuesto en el presente estudio da una idea sobre la posible ubicación de la línea de costa durante el Cretácico Inferior, así como de la distribución de ambientes que se desarrollaron en esta zona costera bordeando el paleoelemento del Archipiélago de Tamaulipas, como se muestra en las Figuras 5 y 8.

El desarrollo de las secuencias clásticas del Miembro Arenoso Galeana se encuentra estrechamente relacionado al Archipiélago de Tamaulipas. Esta influencia en la sedimentación del Cretácico Inferior que se comprueba en el presente trabajo, difiere de las reconstrucciones paleogeográficas de Goldhammer (1999) y Goldhammer y Johnson (2001), quienes sugieren que el Archipiélago de Tamaulipas estuvo cubierto a partir del Jurásico Tardío.

CONCLUSIONES

La integración de la información sedimentológica y la obtenida con la cartografía del Miembro Arenoso Galeana, en las tres áreas de estudio, permite concluir que:

1. Las secuencias estudiadas, en especial en el área de Potrero Prieto, están caracterizadas en general por: (i) una secuencia estratodecreciente; (ii) estructuras sedimentarias como estratificación tipo flaser, lenticular y *herringbone*, y (iii) los icnofósiles *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Cruziana* y *Rhizocorallium*. Estas características son típicas de una planicie mareal.
2. El área de Galeana presenta: (i) inicialmente una secuencia de carácter estratocreciente y posteriormente estratodecreciente; (ii) estructuras sedimentarias presentes dentro de la secuencia (laminaciones paralelas, estructuras de disco y plato, y estratificación cruzada tipo *herringbo-*

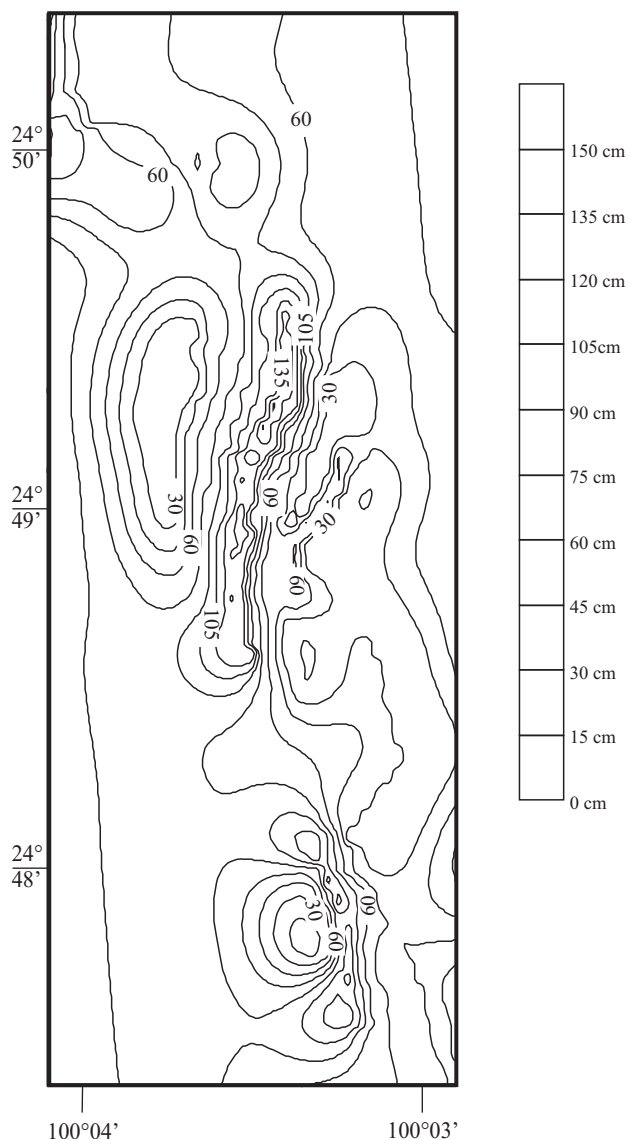
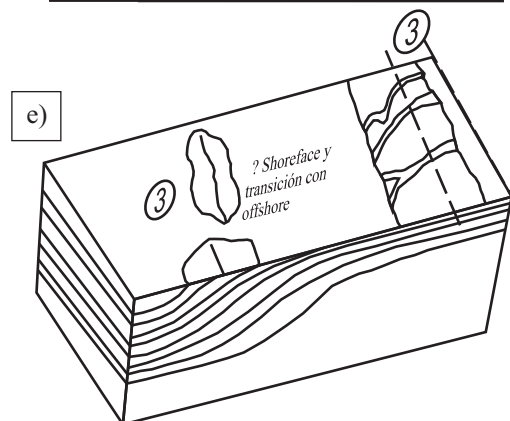
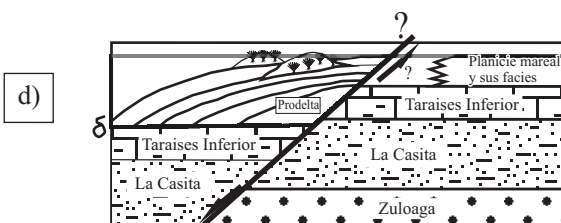
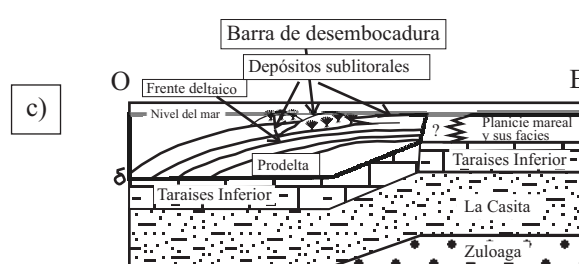
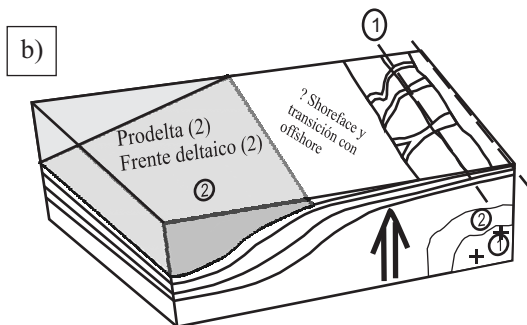
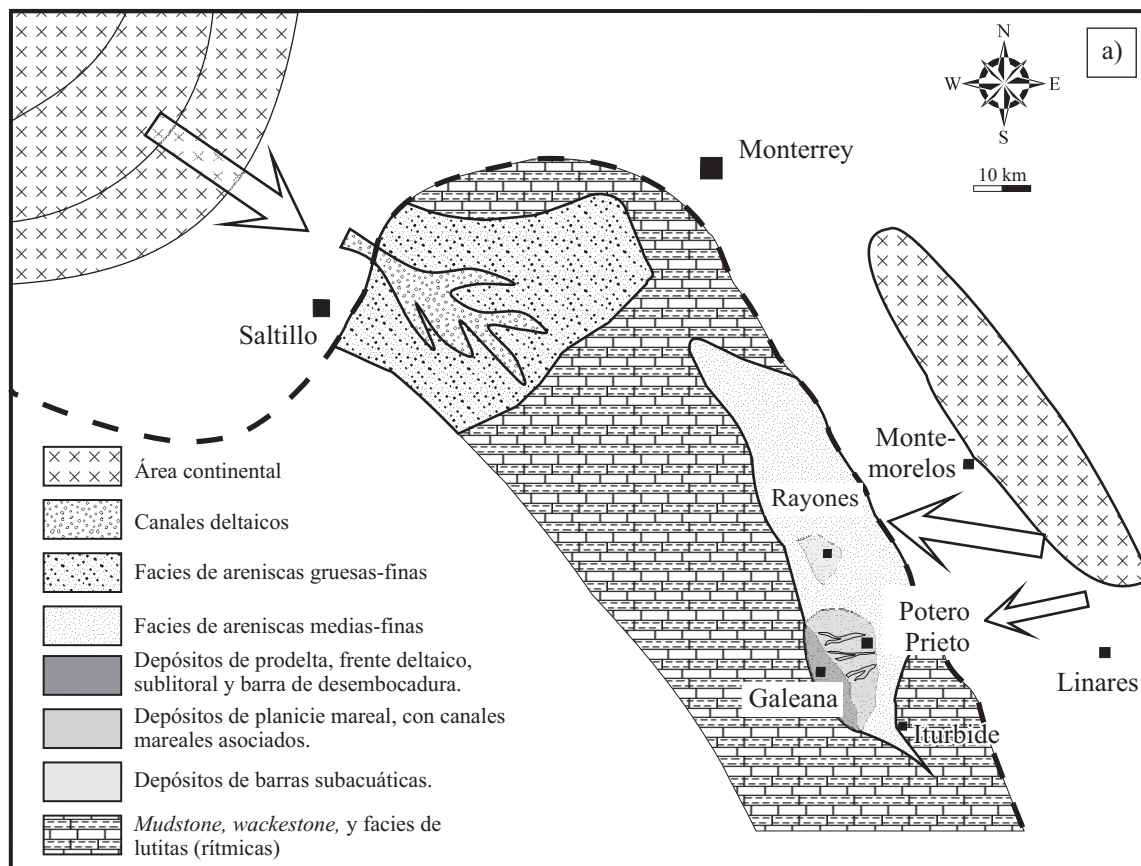


Figura 17. Mapa de isopacas, mostrando los espesores de las areniscas del Miembro Galeana (área de Galeana, N.L.).



- 1 Arenas mareales, canales, márgenes y desborde de canal
- 2 Depósitos de prodelta, frente deltaico y alto oleaje.
- 3 Planicies de lodos, mezcla, frente deltaico dominado por oleaje y dunas subacuáticas.

Figura 18. a: interpretación paleogeográfica local con base en el análisis de facies (Modificado de Michalzik, 1988); b: Estadios de sedimentación 1 y 2; c y d: modelos que explican la distribución de facies en las áreas de Potrero Prieto – Galeana, N.L.; c: modelo de rampa y d: modelo asociado a una falla normal o lateral(?) generando la subsidencia; e: estadio de sedimentación 3 (Modificados de Ocampo-Díaz, 2007).

ne) características de depósitos de prodelta y de un frente deltaico; (iii) el icnofósil *Macaronichnus*.

3. En el área de Rayones, las secuencias son (i) predominantemente caóticas; y (ii) exhiben estructuras sedimentarias (gradación normal, superficies de reactivación, laminaciones paralelas, estratificación cruzada de gran escala, de tipo planar, y pipas de escape de agua) que son características de depósitos de dunas subacuosas.

4. Los depósitos de planicie mareal, descritos previamente, se efectuaron en direcciones casi norte-sur, como lo indica las direcciones de paleocorrientes de la estratificación cruzada tipo *herringbone*, lenticular y cruzada tipo planar, que marcan la influencia mareal (NE70°–NW80°), mientras que los depósitos deltaicos y sublitorales se realizaron posiblemente en direcciones este-oeste.

5. El área fuente se encuentra localizada, posiblemente, en lo que actualmente se conoce como el Archipiélago de Tamaulipas, como lo evidencian las direcciones de paleocorrientes de los surcos de erosión (SW75°) y la diferencias de los espesores que presentan las áreas Potrero Prieto (120 m) y Galeana (350 m).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se realizó con el apoyo de los proyectos PAICyT CT 880-04 y CT 1377-06 de la Universidad Autónoma de Nuevo León. El primer autor agradece al CONACyT por la beca para realizar estudios de Maestría, a María Fernanda Campa Uranga (Universidad Autónoma de Guerrero) por las discusiones brindadas en el campo. Los autores agradecen a Dirk Masuch Oesterreich (Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL), por prestar el modelo de elevación del NE de México, al árbitro Gustavo Murillo Muñeton que con sus valiosos comentarios ayudó a mejorar notablemente el manuscrito. A Susana Alaniz y Ángel Nieto (editores de la RMCG) por sus comentarios y sugerencias. Gracias a Samuel Eguiluz de Antuñano (PEMEX) por discusiones intensas en el inicio del proyecto, a Gary Gray (ExxonMobil) por el intercambio de ideas, y a Elisa Jenchen por la revisión del presente manuscrito.

REFERENCIAS

Adkins, R.M., Eriksson, K.A., 1998, Rhythmic sedimentation in a Mid-Pennsylvanian delta-front succession, Magoffin Member (Four Corners Formation, Breathitt Group), Eastern Kentucky: a near-complete record of daily, semi-monthly, and monthly tidal periodicities, *en* Alexander, C.R., Davis, J.R.A., Henry, V.J. (eds.), *Tidalites: Processes & Products: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 61, 85-94.

Aigner, T., 1985, *Storm Depositional Systems*: Springer-Verlag, Berlin, 174 p.

Amajor, L.C., 1987, Paleocurrents, petrography and provenance analysis of the Ajali Sandstone (Upper Cretaceous), Southeastern Benue Trough, Nigeria: *Sedimentary Geology*, 54, 47-60.

Archer, A.W., 1998, Hierarchy of controls on cyclic rhythmic deposition: Carboniferous basins of eastern and mid-continental U.S.A. *en* Alexander, C.R., Davis, J.R.A., Henry, V.J. (eds.), *Tidalites: Processes & Products: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 61, 59-68.

Armstrong, P.W., 1963, Patterns of flow and channeling in tidal inlets: *Journal of Sedimentary Petrology*, 33(2), 279-290.

Barnhardt, W.A., Gonzalez, R., Kelley, J.T., Neal, W.J., Pilkey, O.H., Dias, J.A., 2002, Geologic evidence for the incorporation of flood tidal deltas at Tavira Island, southern Portugal: *Journal of Coastal Research*, 36, 28-36.

Bezerra, F.H.R., Barreto, A.M.F., Suguio, K., 2003, Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil: *Marine Geology*, 196, 73-89.

Carr, I.D., Gawthorpe, R.L., Jackson, C.A.L., Sharp, I.R., Sadek, A., 2003, Sedimentology and sequence stratigraphy of early syn-rift tidal sediment: the Nukhul Formation, Suez Rift, Egypt: *Journal of Sedimentary Research*, 73(3), 407-420.

Clifton, H.E., Hunter, R.E., Phillips, R.L., 1971, Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore: *Journal of Sedimentary Petrology*, 41 (3), 651-670.

Clifton, H.E., Thompson, J.K., 1978, *Macaronichnus segregatis*: a feeding structure of shallow marine polychaetes: *Journal of Sedimentary Petrology*, 48(4), 1293-1302.

Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1989, *Sedimentary Structures*: Unwin Hyman, Ltd., 207 p.

Dalrymple, R.W., 1992, Estuarine facies models: conceptual basin and stratigraphic implications: *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6), 1130-1146.

Damholt, T., Surlyk, F., 2004, Laminated-bioturbated cycles in Maastrichtian chalk of the North Sea: oxygenation fluctuations within the Milankovitch frequency band: *Sedimentology*, 51, 1323-1342.

deBoer, P.L., 1998, Intertidal sediments: composition and structure, *en* Eisma, D. (ed.), *Intertidal Deposits. River Mouths, Tidal Flat, and Coastal Lagoons*: Boston, CRC Press, 525 p.

deVries, K.G., 1963, Bay of Fundy intertidal zone sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, 33 (4), 844-854.

deVries, K.G., 1970, Tidal origin of a Precambrian quartzite – the lower fine-grained quartzite (Middle Dalradian of Islay, Scotland): *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (3), 973-985.

de Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey, *en* XX Congreso Geológico Internacional: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 87 p., 2 mapas.

Díaz, G.T., 1953, Itinerario de la excursión al Cañón de la Peregrina, Tamaulipas: Primera Convención de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Libro Guía, 6 p.

Dott, R.H., Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: significance variable bedding sequences: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 663-680.

Eguiluz de Antuñano, S., 1990, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, estados de Coahuila y Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 50(1-2), 3-39.

Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 75, 241-270.

Eguiluz de Antuñano, S., 2007, Exploración petrolera cuantitativa, ejemplos y resultados de los estudios de plays en la Cuenca de Sabinas Coahuila, México: *Geociencia, Revista del Servicio Geológico Mexicano*, 1(1), 7-34.

Fitzgerald, D.M., Kulp, M., Penland, S., Flocks, J., Kindinger, J., 2004, Morphologic and stratigraphic evolution of muddy ebb-tidal deltas along a subsiding coast: Barataria Bay, Mississippi River delta: *Sedimentology*, 51, 1157-1178.

Fortunato, K.S., 1982, Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic–lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico: New Orleans, University of New Orleans, Tesis de Maestría, 198 p.

- Fortunato, K.S., Ward, W.C., 1982, Upper Jurassic–Lower Cretaceous fan-delta complex, La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 32, 473–482.
- Gani, M.R., Alam, M.M., 1999: Trench-slope controlled deep-sea clastic in the exposed lower Surna Group in the southeastern fold belt of the Bengal Basin, Bangladesh: *Sedimentary Geology*, 127, 221-236.
- Gani, M.R., Alam, M.M., 2003, Sedimentation and basin-fill history of the Neogene clastic succession exposed in the southeastern fold belt of the Bengal Basin, Bangladesh: high-resolution sequence stratigraphic approach: *Sedimentary Geology*, 115, 227-270.
- Gani, M.R., Bhattacharya, J.P., 2005, Bedding correlation vs, facies correlation in deltas: Lessons for Quaternary stratigraphy, *en* Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (eds), *River deltas: Concepts, Models and Examples*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 83, 31-48.
- Gingras, M.K., Räsänen, M.E., Pemberton, G., Romero, L.P., 2002, Ichnology and sedimentology reveal depositional characteristics of bay-margin parasequences in the Miocene Amazonian foreland basin: *Journal of Sedimentary Research*, 72(6), 871-883.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Geological Society of America, Special Paper, 340, 1–58.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic–Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 45-81.
- Greb, S.F., Archer, A.W., 1998, Annual sedimentation cycles in rhythmites of carboniferous tidal channels, *en* Alexander, C.R., Davis, J.R.A., Henry, V.J. (eds.), *Tidalites: Processes & Products*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 61, 75-83.
- Hernández-Arana, H., 1966, Geología de una parte de la Sierra Madre Oriental entre Linares y Galeana, Estado de Nuevo León, México: México DF., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional, 49 p.
- Hertweck, G., 1998, Facies characteristics of back-barrier tidal flats of the East Frisian Island of Spiekeroog, Southern North Sea, *en* Alexander, C.R., Davis, J.R.A., Henry, V.J. (eds.), *Tidalites: Processes & Products*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 61, 24-30.
- Hine, A.C., 1987, Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier of spot complex, *en* Davis, R.A. Jr. (ed.), *Beach and Nearshore Sediments and Processes*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Reprint series, 12, 91-110.
- Hiscott, R.N., 1982, Tidal deposits of the Lower Cambrian Random Formation, eastern Newfoundland: facies and paleoenvironments: *Canadian Journal Earth Science*, 19, 2028-2042.
- Hong, D.G., Choi, M.S., Han, J.H., Cheong, C.S., 2003, Determination of sedimentation rate of a recently deposited tidal flat, western coast of Korea, using IRSL dating: *Quaternary Science Reviews*, 22, 1185-1189.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of Sierra de Los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation): *Geological Society of America Bulletin*, 60, 89B176.
- Humphrey, W.E., 1954, Stratigraphy of the Cortinas Cayon Section, Sierra de Los Muertos, Coahuila, Mexico, *en* Díaz, T. (ed.), *Twenty First Field Trip Guide Book*: South Texas Geological Society, 89-176.
- Humphrey, W.E., Díaz, T., 1956, Correlation of the Mesozoic strata of northeast Mexico. Correlation chart, *en* Laredo to Monterrey Field Trip: Corpus Christi Geological Society, Guidebook of the Annual Field Trip, May 11-12.
- Hunter, R.E., Clifton, H.E., Phillips, R.L., 1979, Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequence in barred, nearshore systems, southern Oregon coast: *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (3), 0711-0726.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091–1152.
- Imlay, R.W., 1940, Upper Jurassic Pelecypods from Mexico: *Journal of Paleontology*, 14, 393B411.
- Jenchen, U., 2007a, Análisis sedimentológico, petrográfico y geoquímico de sedimentos clásticos en el Noreste de México, Reporte técnico anual (inédito), Proyecto CT 1377-06: Programa de Apoyo a la Investigación Científica y Tecnología (PAICyT), UANL, 24 p.
- Jenchen, U., 2007b, La Popa Basin, NE Mexico: an analog for near salt deformation and hydrocarbon trapping: *Guide Book* edited for Force – Field Trip to the La Popa Basin (October 24 – 28, 2007), 60 p.
- Kim, Y.H., Lee, H.J., Chun, S.S., Han, S.J., Chough, S.K., 1999, Holocene transgressive stratigraphy of a macrotidal flat in the southeastern Yellow Sea: Gomsu Bay, Korea: *Journal of Sedimentary Research*, 69(2), 328-337.
- Kwan, S.Y., Son, M., 2004, Synrift stratigraphic geometry in a transfer zone of a coarse-grained delta complex, Miocene Pohang, SE Korea: *Sedimentology*, 51, 1387-1408.
- Leckie, D.A., Rumpel, T., 2003, Tide-influenced sedimentation in a rift basin-Cretaceous Qishn Formation, Masila Block, Yemen: a billion barrel oil field: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 87(6), 987-1013.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, D.A., Sliter, I.P., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, 111 (7), 1010-1029.
- Lowe, D.R., LoPiccolo, D., 1974, The characteristics and origins of dish and pillar structures: *Journal of Sedimentary Research*, 44(2), 484-501.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., 1994, Ichnological character of incised valley systems from the Viking Formation of Western Canada Sedimentary Basin, Alberta Canada, *en* Dalrymple, B., Boyd, R., Zaitlin, B. (eds.), *Recognition and Facies of Incised-Valley Fills*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 51, 129-157.
- Mallet, C., Howa, H.L., Garlan, T., Sottolichio, A., Hir, P.L., 2000, Residual transport model in correlation with sedimentary dynamics over an elongate tidal sandbar in the Gironde Estuary (Southwestern France): *Journal of Sedimentary Research*, 70(5), 1005-1016.
- Masuch-Oesterreich, D., 2007, A comprehensive seamless digital elevation model for Mexico based on SRTM data, *en* Abstracts, 20th Colloquium on Latin American Earth Sciences, Kiel Germany 11-13 April, p. 175.
- McCabe, P.J., Jones, C.M., 1977, Formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bedforms: *Journal of Sedimentary Petrology*, 47 (2), 707-715.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko: Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Alemania, Technische Hochschule Darmstadt, tesis Doctoral, 247 p.
- Michalzik, D., Schumann, D., 1994, Lithofacies relationships and paleoecology of a Late Jurassic–Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of northeast Mexico: *Sedimentology*, 41, 463–477.
- Mutti, E., Tinterri, R., di Biase, D., Fava, L., Marvillà, N., Angella, S., Calabrese, L., 2000, Delta-Front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems: *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 13(2), 165-190.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2007, Evolución sedimentológica y geoquímica del Miembro Arenoso Galeana: Linares, N.L., México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, tesis de Maestría, 301 p.
- Okazaki, H., Masuda, F., 1995, Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay: barrier islands and associated

- tidal delta and inlet, *en* Flemming, B.W., Bartholomä, A., (eds.), *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*: Oxford, Blackwell, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 24, 275-288.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 2(1), 37-44.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: Texas, U.S.A., University of Texas at Austin, Tesis Doctoral, 217 p.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins D., Sinclair, I.K., 2001, Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin: *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 15, 350 p.
- Pindell, J., Kennan, L., 2002, *Exploration Framework Atlas Series, Volume 4. Mexico and Gulf of Mexico: Tectonic Analyses Ltd.*, 46 p.
- Plink-Björklund, P., 2005, Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in high-frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen: *Sedimentology*, 52, 391-428.
- Porębski, S.J., Steel, R.J. 2003, Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands: *Earth-Science Reviews*, 1282, 1-44.
- Potter, P.E., Pettijohn, F.J., 1977, *Paleocurrents and Basin Analysis*: New York, Springer Verlag, Second edition, 425 p.
- Rankey, E.C., 2002, Spatial patterns of sediment accumulation on a Holocene carbonate tidal flat, northwest Andros Island, Bahamas: *Journal of Sedimentary Research*, 72(5), 591-601.
- Reineck, H.E., Singh, J.B., 1980, *Depositional Sedimentary Environments*: Berlin, Springer Verlag, 549 p.
- Rhodes, B.P., Conejo, R., Benchwan, T., Titus, S., Lawson, R., 2005, Paleocurrents and provenance of the Mae Rim Formation, Northern Thailand: implications for tectonic evolution of the Chiang Mai basin: *Journal of the Geological Society, London*, 162, 51-63.
- Shukla, U.K., Singh, I.B., Srivastava, S.P., Singh, D.S., 1999, Paleocurrent patterns in braid-bar and point-bar deposits: examples from the Ganga River, India: *Journal of Sedimentary Research*, 69(5), 992-1002.
- Tessier, B., Archer, A.W., Lanier, W.P., Feldman, H.R., 1995, Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Michel, France): *en* Flemming, B.W., Bartholomä, A. (eds.), *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*: Oxford, Blackwell, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 24, 259-271.
- van Leeuwen, S.M., van Dervegt, M., de Swart, H.E., 2003, Morphodynamics of ebb-tidal deltas: a model approach: *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 57, 1-9.
- Vokes, H.E., 1963, Geology of the Cañón de la Huasteca area in the Sierra Madre Oriental, Nuevo Leon, Mexico: *Tulane Studies in Geology*, 1, 125-148.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate facies in geologic history*: New York, Springer-Verlag, 471 p.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Chun, S.S., 2005, Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, southwestern Korea: summer tidal flat - winter shoreface: *Sedimentology*, 52, 235-252.
- Yokokawa, M., Kishi, M., Masuda, F., Yamanaka, M., 1995, Climbing ripples recording the change of tidal current condition in the middle Pleistocene Shimosa Group, Japan, *en* Flemming, B.W., Bartholomä, A. (eds.), *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*: Oxford, Blackwell, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 24, 301-311.
- Manuscrito recibido: Mayo 3, 2007
 Manuscrito corregido recibido: Mayo 31, 2008
 Manuscrito aceptado: Junio 11, 2008