



Contribución al conocimiento paleontológico, geocronológico y paleoambiental de la Formación Jackson inferior (Eoceno Superior), en la Cuenca de Burgos, Tamaulipas, México

Eguiluz y de Antuñano, Samuel^{a*}, Solís Pichardo, Gabriela^b, Vega, Francisco J.^b

^a Geólogo consultor, Rinconada Precolombina, Bonampak 103, Coyoacán, CP 4700,

^b Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán, CDMX, CP 04510, México.

* seguiluz662@gmail.com

Resumen

La Cuenca de Burgos en el noreste de México tiene escasa información geológica publicada. Datos de superficie se conocen por publicaciones diversas esporádicas y cartas geológico-mineras a escalas 1:250,000 y 50,000 elaboradas por el Servicio Geológico Mexicano, los afloramientos en esta región son dispersos y su dimensión es limitada. La información de subsuelo es restringida y se conoce por aportes que Petróleos Mexicanos ha permitido divulgar. La estratigrafía, modelos sedimentarios y estructurales de esta cuenca, son extrapolados de Texas, o bien, son pocos los estudios estratigráficos y sedimentológicos que sirven como referencia análoga para inferir modelos de sedimentación aplicables a la exploración de carbón, uranio, acuíferos y yacimientos de gas en el subsuelo o con fines académicos. Por primera vez en la Cuenca de Burgos se utilizan isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para obtener una edad geocronológica de 36.75 (+2.65/-2.05) Ma, para la Formación Jackson inferior. Este intervalo estratigráfico tiene el ostréido *Crassostrea* cf. *alabamiensis* reportado por primera vez en esta cuenca; a partir de la concha bien preservada de este molusco, se obtuvo la muestra para los análisis de Sr. Los datos estratigráficos y paleontológicos de la sección estudiada sugieren interpretar una sucesión de subambientes de barra, laguna y planicie fluvio-lacustre para una costa litoral, dominada por olas y mareas, en un episodio transgresivo (*transgressive system tract*), cuya edad se incluye en el piso Priaboniano (Eoceno Superior).

Palabras clave: *Crassostrea* cf. *alabamiensis*, Eoceno, Priaboniano, ambiente litoral, México.

Abstract

The Burgos Basin in northeast Mexico has few published geological information. Surface data are known from various sporadic publications and geological-mining maps at scales 1:250,000 and 1:50,000 prepared by the Mexican Geological Service, the outcrops in this region are scattered and the size is small. The subsurface is restricted and it is known for contributions that Petróleos Mexicanos allowed to be divulged. The stratigraphy, sedimentary and structural models of this basin have been extrapolated from Texas, or there are few stratigraphic and sedimentological studies that serve as analogue references to know sedimentary models for prospection of coal, uranium, water underground, gas reservoirs or for academic purposes. For the first time in the Burgos Basin, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopes are used to obtain a chronological age for the lower Jackson Formation. This stratigraphic interval includes the ostréid *Crassostrea* cf. *alabamiensis* reported for first time in this basin; from the well-preserved shell of this mollusk a sample was obtained for the Sr analysis. The stratigraphic and paleontological data in the studied section suggest interpreting a succession of bar, lagoon and fluvio-lacustrine sub-environments for a coastline, dominated by waves and tides, in a transgressive system tract, which the age is included in the Priabonian (Upper Eocene) stage.

Keywords: *Crassostrea* cf. *alabamiensis*, Eocene, Priabonian, shoreline environment, Mexico.

1. Introducción

El control cronoestratigráfico de las unidades litológicas que circundan el Golfo de México se apoya en la bioestratigrafía de alta resolución (abundancia, acmé, variedad, aparición y extinción de conjuntos de microfósiles) de foraminíferos bentónicos, planctónicos (Meneses, 1950; Rodríguez-Lozano, 1976; Segura *et al.*, 2006) y de nanoplacton calcáreo (Sánchez y Salmerón, 1995). El registro de moluscos del Paleógeno en la planicie costera del Golfo de México en los Estados Unidos de América y México es escaso, no obstante, su gran abundancia. En el noreste de México pocos trabajos describen la taxonomía de moluscos para dar la edad en las unidades litoestratigráficas que afloran en la Cuenca La Popa (Vega y Perrilliat, 1989; Perrilliat y Vega, 2003; Vega *et al.*, 2007; Perrilliat *et al.*, 2008) y en la Cuenca de Burgos (Kane y Gierhart, 1935; Gardner, 1945; Izaguirre, 1956; Perrilliat, 1963; Hernández-Ocaña *et al.*, 2018; Guajardo-Cantú *et al.*, 2019).

Los afloramientos de rocas del Eoceno Tardío en la Cuenca de Burgos son escasos, el estudio de ambientes de depósito para la Formación Yegua ha sido publicado por Eguiluz (2009, 2011), pero para la Formación Jackson se restringe a bosquejos generales (Izaguirre, 1956; Echanove, 1986). Petróleos Mexicanos ha obtenido datos de numerosos pozos para interpretar con gran detalle ambientes de depósito en la Formación Jackson de esta cuenca (Reyes-Hernández, 2014; Garza-Vela y Aguirre-Castañeda, 2016), pero desafortunadamente la difusión de esta información es limitada y poco descriptiva en el contexto de análisis de secuencias estratigráficas, comparada con modelos de depósito publicados para el Eoceno Tardío de Texas, Luisiana y Alabama (Galloway *et al.*, 1991).

La presencia de *Crassostrea cf. alabamiensis* reconocida en la sección estratigráfica que se describe en este trabajo es un aporte que adiciona nuevos datos a la escasa información existente de moluscos para el Eoceno Tardío de México, de la concha de este fósil se tomó una muestra para el análisis isotópico. Para establecer un estándar en considerar la edad absoluta del Eoceno se admite el consenso de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, 2020) que define el dato cronológico del límite inferior del piso Priaboniano, con la edad de 37.8 ± 0.2 Ma, mientras que el límite superior de este piso corresponde a 33.9 Ma. En la Cuenca de Burgos no hay datos de isotopía para el control cronoestratigráfico de las sucesiones sedimentarias, este trabajo aporta por primera vez datos de Sr para el control de edad en una sección estratigráfica. La descripción estratigráfica que se realiza en este trabajo contribuye a una interpretación del ambiente de depósito para el miembro inferior de la Formación Jackson.

2. Antecedentes

La Formación Jackson tiene una evolución de nomenclatura compleja y el uso de este apelativo en la Cuenca de Burgos es tema de controversia. Como antecedentes cabe señalar que Conrad (1856) introdujo este nombre para referir estratos del Eoceno Superior expuestos en Luisiana, Misisipi y Alabama. Hilgard (1873) publicó una síntesis sobre la historia geológica del Golfo de México en la que describió numerosos afloramientos de la costa oriente de Norteamérica (Texas, Luisiana, Misisipi, Alabama y Arkansas), en los que agrupó como Serie Gran Golfo (*Grand Gulf Series*). En su trabajo empleó el nombre Jackson para identificar un grupo litológico particular y simultáneamente designar un periodo de depósito distinguible por su contenido fosilífero (*Zeuglodon cetoides* Owen, 1839; *Venericardia planicosta* Lamarck, 1801, etc.), equivalente al Eoceno Tardío de Europa, ambos conceptos (litología y edad) como sinónimos y de aplicación ambigua. Estudios estratigráficos y paleontológicos posteriores (Penrose, 1890; Dumble, 1892, 1924; Veatch, 1906; Harris, 1919; Deussen, 1924; Ellisor, 1931, entre otros) evolucionaron en el conocimiento estratigráfico en dos corrientes paralelas; unos registraron transgresiones y regresiones mayores, agrupadas como sucesiones litoestratigráficas, mientras que otros reconocieron conjuntos taxonómicos que designaron como series o pisos cronoestratigráficos, vinculados de forma natural con la estratigrafía del Cenozoico en Norteamérica, equiparables a pisos de Europa. En el caso particular, para designar a una unidad litológica como formación o grupo (Jackson) y al conjunto de fósiles que definen el lapso cronológico específico como piso (Jacksoniano). Esto ha originado una larga historia de uso impreciso, que sigue causando confusión en la actualidad (Murray y Wilbert, 1950; Eargle, 1959, 1972; Siesser, 1984; Westgate, 2012).

En Alabama, Luisiana, Arkansas y noreste de Texas, el Grupo Claiborne originalmente incluyó diversas unidades litológicas, desde la Formación Carrizo (en la base), hasta la Formación Cook Mountain y Crockett (en la cima). Su contenido fósil dio origen para establecer el piso Claiborniano en el Eoceno Medio. El nombre Jackson es reconocido en Alabama, Luisiana y noreste de Texas como un grupo que integra varias formaciones (Moody Branch, Cocoa Sand, Yazoo y Fayette), mientras que en Arkansas designa sólo a una unidad litológica (White Bluff tripartita o Formación Jackson indiferenciada en otras unidades). En el suroeste de Texas, sobre la Formación Yegua, varias unidades litológicas (formaciones Caddell, McElroy y Whitsett) integran el Grupo Jackson (Figura 1).

El intervalo cronoestratigráfico Jacksoniano se ubicó sobre el piso Claiborniano, en este piso se excluyó a las formaciones Yegua, Coockfield, Gosport y al Grupo Jackson. Estas litologías de edad jacksoniana corresponden

		Hilgard 1873	Penrose 1890	Dumble 1892	Veatch 1906	Deussen 1924	Dumble 1924	USGS 1932	Ellisor 1931	Pemex 1948	Eargle 1972																																																																																																																											
GRAND GULF	Fayette	Fayette	Vicksburg	Catahoula	Frio	Catahoula	Frio	Catahoula	Gueydan Catahoula	Catahoula	Vicksburg	VICKSBURGIANO	OLIGOCENO																																																																																																																									
														Yegua	Cockfield	Yegua	Cockfield	Yegua	Cockfield	Yegua	Cockfield	Yegua	Yegua	Yegua	Yegua	Yegua	Yegua																																																																																																											
																												CLAI	BORNIANO	JACKSONIANO	EOCENO																																																																																																							
																																Whitsett	Lipian	Fayette	Fayette	Whitsett	McElroy	Caddell	Jackson	superior	medio	inferior	Wellborn	Manning	Caddell	Jackson																																																																																								
																																															Fayette																																																																																							
																																																														Fayette																																																																								
																																																																													Fayette																																																									
																																																																																												Fayette																																										
																																																																																																											Fayette																											
																																																																																																																										Fayette												
Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette																																																																																																																									
														Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette																																																																																																											
																												Fayette	Fayette	Fayette	Fayette																																																																																																							
																																Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette	Fayette																																																																																								

Figura 1. Evolución de la nomenclatura estratigráfica para el Eoceno Tardío en Luisiana, Alabama, Texas y Cuenca de Burgos. Tomado de Sellards *et al.*, 1932, modificado en este trabajo. Ver explicación en el texto.

al Bartoniano Tardío y Priaboniano de los pisos de Europa. La discusión de este tema no es trivial cuando se vincula el alcance estratigráfico de un fósil particular con la formación que lo contiene y crea incertidumbre para ubicar la edad del estrato. Mayor profundidad de este tema sale de los alcances de este trabajo y se remite al lector a fuentes apropiadas (Sellards *et al.*, 1932; Murray y Wilbert, 1950; Eargle, 1959, 1972; Siesser, 1984).

En la Cuenca de Burgos (noreste de México) se emplea la mayor parte de la nomenclatura litoestratigráfica extrapolada de Texas y el nombre Jackson se admitió, pese a las dificultades que presenta la evolución nomenclatural que se ha descrito, aunado a los cambios litológicos y a su difícil correlación con respecto a su lejana ubicación con las secciones tipo. Las compañías petroleras que iniciaron la exploración de la Cuenca de Burgos usaron los nombres Yegua y Jackson, de manera convencional y práctica, para ubicar por posición estratigráfica a las unidades litoestratigráficas más jóvenes del Eoceno. Cervera del Castillo (1950) adoptó los nombres Yegua y Jackson como formaciones, pero esta última, con las subdivisiones informales inferior, medio y superior, propuesta que han seguido de forma tácita publicaciones diversas (Perrilliat, 1963; Servicio Geológico Mexicano, 2004; Ortiz-Urbilla y Tolson, 2004; Eguiluz, 2009, 2011, etc.). La subdivisión tripartita de la Formación Jackson en la Cuenca de Burgos se basa en cambios litológicos y contenido micropaleontológico, que identifica ciclos de transgresión y regresión de alta frecuencia (en intervalos de corto tiempo relativo), que pueden estar o no separados por discordancias como secuencias estratigráficas.

La presencia de *Globigerinatheka semiinvoluta* (Keijzer, 1945), *Eponides yeguaensis* (Weinzierl y Applin, 1929), *Nonionella cockfieldensis* (Cushman y Ellisor, 1933), *Truncorotaloides rohri* (Brönniman y Bermudez, 1953), *Globigerinatheka barri* (Brönnimann, 1952), distinguen bioeventos vinculados a foraminíferos bentónicos y planctónicos en las formaciones Yegua, Cockfield y Gosport (Ellisor, 1931; Rosen *et al.*, 1994; Segura *et al.*, 2006). La extinción de los foraminíferos anteriores y aparición de

Textularia dibollensis (Cushman y Applin, 1926), así como el cambio litológico, identifica el bioevento en las formaciones Jackson inferior (Caddell, Fayette, Moody Branch y White Bluff); *Textularia hockleyensis* (Cushman y Applin, 1926) y *Massilina humblei* (Cushman y Ellisor, 1932), se reconocen en el bioevento de las formaciones Jackson medio (McElroy, Fayette, Moody Branch y Yazoo); *Hantkenina alabamensis* (Cushman, 1924), *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* (Cole, 1928), *Marginulina cocoaensis* (Cushman, 1925), *Bulimina jacksonensis* (Cushman, 1925), *Nonionina witsettensis* (Cushman y Applin, 1926), distinguen el bioevento en las formaciones Jackson superior (Witsett y Fayette). La extinción de estas últimas especies y la aparición de *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927) y *Cibisidoides pippeni* (Cushman y Garrett, 1938), entre otros foraminíferos, aunado al cambio litológico, definen el bioevento en la base de la Formación Vicksburg (Bernabé-Martínez *et al.*, 2003). *Discoaster lodoensis* (Bramlette y Riedel, 1954), *D. saipanensis* (Bramlette y Riedel, 1954) y *D. barbadiensis* (Tan, 1927) y *Nanotetrina fulgens* (Martini y Stradner, 1960), como nanoplankton, caracterizan al Eoceno en la planicie costera del Golfo de México (Sánchez y Salmerón, 1995). De acuerdo con Berggren y Pearson (2005) *Truncorotaloides rohri* (Brönniman y Bermudez, 1953), *Morozovella spinulosa* (Cushman, 1927) y *Morozovella crassata* (Cushman, 1925b) definen la biozona de foraminíferos plactónicos E 13 (40.0 – 38.0 Ma). *Eponides yeguaensis* (Weinzierl y Applin, 1929), *Nonionella cockfieldensis* (Cushman y Ellisor, 1933) se incluyen en la cima de la biozona *Globigerinatheka semiinvoluta* (Keijzer, 1945) E 14 (38.0 – 35.8 Ma), en esta biozona se ubica el límite Bartoniano–Priaboniano (37.8 ± 0.2 Ma). *Textularia hockleyensis* (Cushman y Applin, 1926) y *Massilina humblei* (Cushman y Ellisor, 1932) se incluyen en la biozona *Globigerinatheka index* (Finlay, 1939) E 15 (35.8 a 34.3 Ma), mientras que *Bulimina jacksonensis* (Cushman, 1925a), *Marginulina cocoaensis* (Cushman, 1925) y *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* (Cole, 1928), en la biozona *Hantkenina alabamensis* (Cushman, 1924) E 16 (34.3 – 33.9 Ma), en la cima del piso Priaboniano.

Varios moluscos colectados en la Cuenca de Burgos por Gardner (1945) fueron descritos por Perrilliat (1963), como *Ostrea compressirostra* (Say, 1824); *O. contracta* (Conrad, 1855) y *O. contracta amichael* (Gardner, 1945), los dos últimos fósiles obtenidos en la Formación Jackson (Perrilliat, 1963). Según Gardner (1945), *O. contracta* Conrad, s.s., es probablemente un descendiente de la subespecie *amichael* y *O. contracta amichael* fue referida impropriamente como *Ostrea (Crassostrea) alabamiensis*. Los ensamblajes paleontológicos pueden tener variaciones en distribución, alcance estratigráfico y concurrencia ocasionadas por diferentes causas (paleolatitud, paleoecología y otras razones, amén del criterio adoptado por el autor, Berggren y Pearson, 2005), o pueden ser subjetivas y dificultar asignar la edad a una litología particular.

3. Método de estudio

El trabajo que aquí se presenta consistió en la observación, descripción e interpretación de un afloramiento que pertenece a la base de la Formación Jackson. La sección litoestratigráfica se localiza a 12 km al suroeste de Ciudad Camargo, Estado de Tamaulipas. Con un posicionador satelital Garmin e-Trex, serie uno (datum WGS84), el punto de partida de la sección se ubicó al pie de la cortina del vertedero de la presa Marte R. Gómez, con coordenadas Universal Transversa Mercator (UTM) 509,096 m Este y 2 900,385 m Norte, siguiendo 1,500 m aguas abajo sobre el cauce del río San Juan (Figura 2). La medición con báculo permitió llevar el control para la toma de datos y muestras con las que se elaboró una sección estratigráfica. La descripción de textura y mineralogía de los componentes se realizó en muestra de mano con lupa (X 12), la estimación porcentual de su composición mineralógica se realizó mediante un patrón de comparación visual. Mediante el diagrama ternario de McBride (1963), que integra la suma de cuarzo, pedernal y cuarcita en un extremo y segrega al contenido de feldespato y fragmentos de líticos en extremos opuestos, se clasificó el tipo de arenisca en la sección. Las imágenes Google Earth y Google Maps, combinadas con la carta geológico-minera G14-5 del Servicio Geológico Mexicano (2004), facilitaron el control estructural y posición estratigráfica apropiada. Con cámara digital se obtuvieron en el campo imágenes que permitieron en gabinete identificar fósiles y trazas.

Un fragmento del molusco *Crassostrea* cf. *alabamiensis* colectado en la sección se empleó para los análisis isotópicos de Sr. Estos se realizaron con un espectrómetro de masas

con fuente iónica térmica marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS, instalado en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) en el Instituto de Geofísica, UNAM. El espectrómetro TRITON cuenta con nueve colectores Faraday ajustables y cinco contadores iónicos. Todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras de Sr se cargaron como cloruros sobre filamento doble de renio y se midieron como iones metálicos. En cada corrida se analizaron 60 relaciones isotópicas para Sr. El software integrado arroja *outliers* dependiendo de la estabilidad de la señal durante la adquisición de datos. Los valores ($1\text{sd} = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos $1\text{ SE (M)} = 1\sigma_{\text{abs}}/\text{raíz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710253 \pm 12 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 82)$. El blanco analítico obtenido en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultó: 0.23 ng Sr (blanco de química).

4. Litoestratigrafía

La sección estratigráfica objeto de estudio está constituida aproximadamente por 30 metros de espesor (Figura 2). En la base hay 15 metros de arcosa lítica (FR 55%, Q+P 25%, F 20%) de grano medio, subredondeado a bien redondeado. Los constituyentes principales observados con lupa y estimación porcentual son cuarzo (Q=20%), pedernal (P=5%), líticos (FR) de caliza (30%), roca ígnea (10%), arenisca (15%) y feldespato (F=20%), con accesorios de muscovita y minerales pesados, cementados por

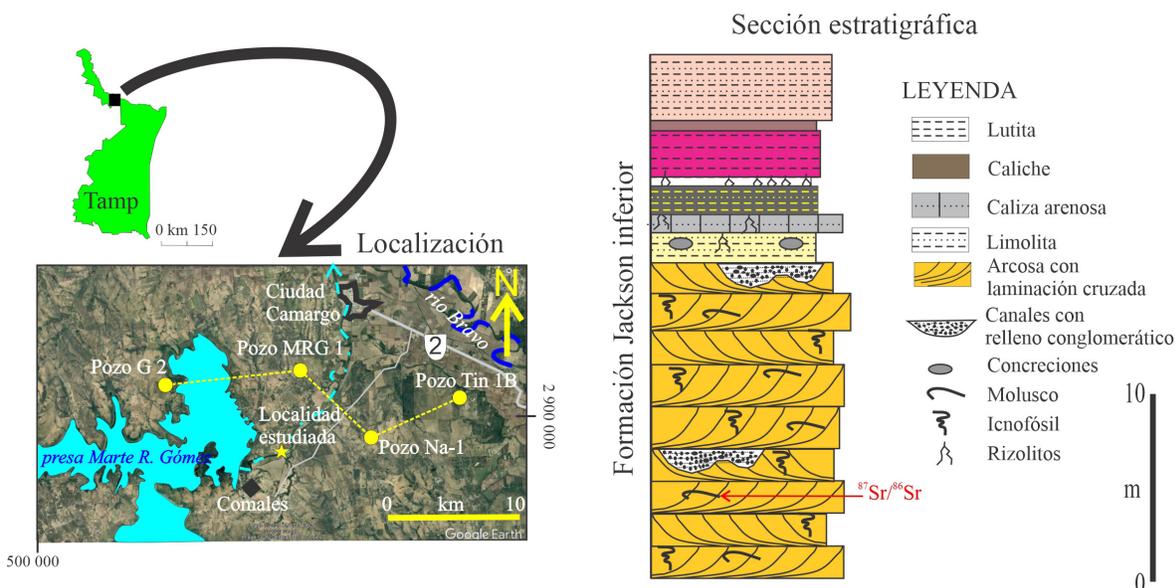


Figura 2. Localización del área y sección estratigráfica de la Formación Jackson inferior medida en el río San Juan, Tamaulipas. Imagen tomada de Google Earth. Referencias en el texto.

carbonato de calcio, todo el conjunto en color crema claro. Su estratificación es en capas de 60 a 80 cm de espesor, su ordenamiento interno tiene laminación cruzada de ángulo alto, bidireccional con estratificación *flaser* simple, hay ondulitas, rizaduras de corriente y conjuntos individuales de capas que tienen truncamiento (Figura 3a). Esta litología se amalgama en conjuntos y simula ser masiva, contiene pistas de *Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* isp. (Figura 3b) y en ella están inmersas conchas bien conservadas de ostras que se identificaron como *Crassostrea* cf. *alabamiensis* y fragmentos de éstas (Figura 4). Esta sucesión tiene porosidad intergranular y laminación que son características

favorables para la permeabilidad. Intercalada en esta unidad hay cuerpos lenticulares de arenisca de grano muy grueso y conglomerado bien cementados (Figura 5), de 0.50 a 1 metro de espesor, su base corta a capas inferiores de estratos de arenisca conglomerática y los clastos flotan en soporte de arena que decrece el tamaño de grano a la cima, varias concreciones de caliza arenosa están presentes. La litología anterior subyace a un cuerpo de 1.5 a 2.0 metros de espesor de caliza arenosa de grano fino, con laminación paralela (Figura 6a) y sobre ésta, destaca un intervalo con predominio de limolita con lentes discontinuos de arenisca con laminación cruzada (estratificación *flaser*),

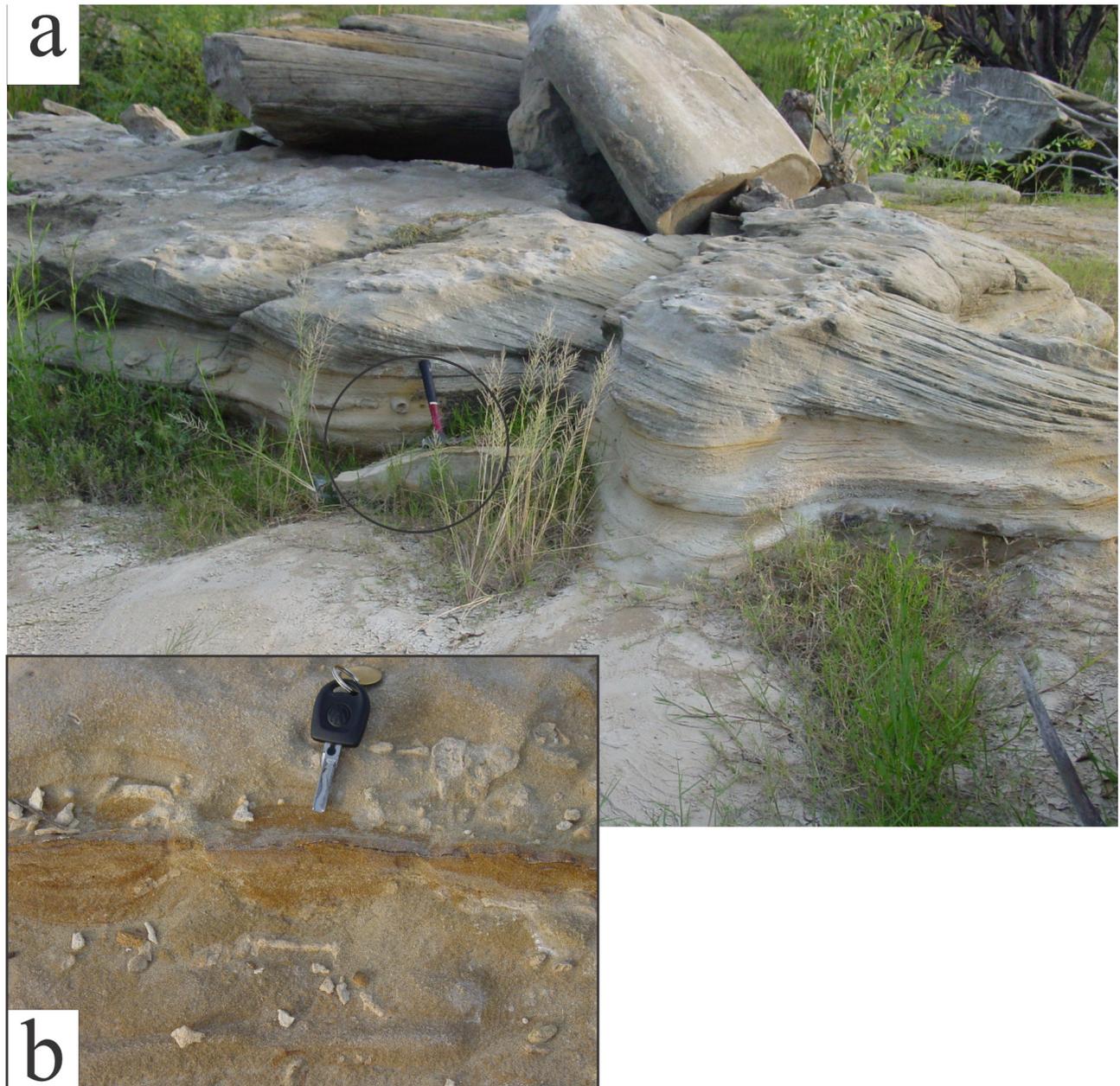


Figura 3. Capas con estratificación laminar cruzada de ángulo alto (a), con abundantes trazas de *Ophiomorpha* isp. y *Thalassinoides* isp. (b). Escalas: martillo 30 cm, llave 8 cm.

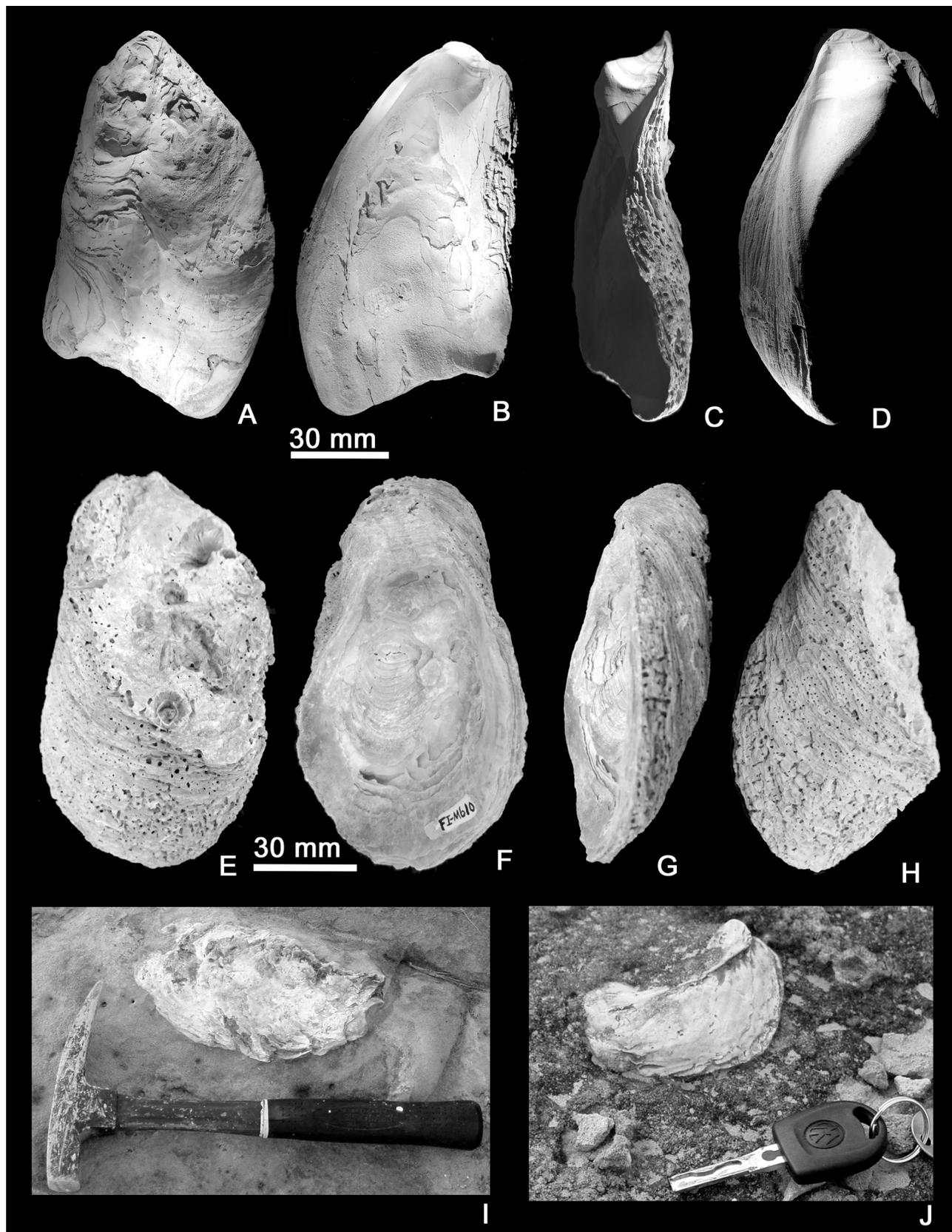


Figura 4. *Crassostrea cf. alabamiensis* (Lea, 1833), A-D: Valva izquierda en vista ventral, interior, izquierda y derecha, respectivamente (localidad UTM 509,476 m E; 2 900,351 m N). E-H: Valva izquierda en vista ventral, interior, izquierda y derecha, respectivamente; Colección Paleontológica de la Facultad de Ingeniería, UNAM, ejemplar FI-M610. I, J: Ejemplares de *Crassostrea cf. alabamiensis* *in situ* (misma localidad indicada). Martillo (30 cm) y llave (8 cm) como escala de referencia.



Figura 5. Cuerpos canalizados segmentados de conglomerado arenoso, su base corta a arenisca con estratificación cruzada (martillo como referencia de escala). Al fondo de la imagen capas de lutita roja y verde en la cima de la sección.

de color gris oscuro, con 2.0 metros de espesor. Este intervalo subyace a un cuerpo de rizolitos (Figura 6b) con estructuras reticuladas, de 1 a 1.5 cm, con un metro de espesor, que tiene *Stromatopora parvipora*. En ascenso estratigráfico hay un intervalo decimétrico de caliche que subyace a una superficie irregular, sobre la que hay estratos de limolita, yeso y arenisca de grano fino a grano medio, con ordenamiento interno de laminación paralela de ángulo bajo, en capas delgadas, intercalada con posibles tobos. Todo el conjunto sobresale por su coloración rojo marrón, guinda y verde, con 8 metros o poco más espesor (Figura 5), esta coloración, litología y moluscos originó que esta unidad fuera referida como Formación Yegua, de edad Bartoniano (Kane y Gierhart, 1935), pero en este trabajo se analiza tal aseveración. La cima de la sección subyace a una superficie irregular, formada por gravas de arenisca y caliza poco consolidada, con fragmentos de madera fósil, que posiblemente pertenece a la Formación Norma del Oligoceno.

5. Discusión

5.1 Paleontología y cronoestratigrafía

Ostrea (*Crassostrea*) *alabamiensis* (Lea, 1833) no es un fósil reconocido en el piso Claiborniano (Lea, 1833; Westgate, 2008, 2012), es un molusco poco común colectado en estratos de las formaciones Gosport y Moody Branch, en Alabama (Palmer y Brann, 1965; Toulmin, 1977), Colombia (Anderson, 1920) y en Arkansas (Westgate, 2008, 2012), colectado en estratos de edad Jacksoniano. El único ejemplar mexicano de esta especie que tenemos noticia se restringe a una localidad imprecisa de la Formación Bateque (Eoceno Temprano a Tardío), en Baja California (ejemplar FI-M 610 depositado en la colección de la Facultad de Ingeniería, UNAM). El estudio morfológico comparativo de las ostras es complejo al presentar una misma especie diferencias significativas de acuerdo con

el medio en donde se desarrollan. Lea (1833) definió brevemente la especie *Ostrea alabamiensis* s.s., a partir de una valva de concha subelíptica, crenulada en ambos lados, con una cúspide curvada hacia atrás y puntiaguda, de 52 mm (2.1”) de longitud y 32 mm (1.5”) de amplitud, con su cara externa rugosa, esta valva fue colectada en arenisca de la Formación Gosport (Bartoniano Tardío–Priaboniano Temprano). La morfología del ejemplar de *Crassostrea* cf. *alabamiensis* colectado en este trabajo corresponde a la valva izquierda de una ostra, que conserva su composición de carbonato de calcio, color gris claro a pardo, la concha es grande y gruesa, con 118 mm de alto, 65 mm de ancho y 28 mm de grosor, con forma subtriangular a espatulada y convexidad poco desarrollada. La cara externa muestra ornamentación formada por sutiles láminas de crecimiento transversal, subrectilíneas o ligeramente onduladas, con costillas ausentes (Figura 4A–D) y el umbón bien definido. El ejemplar colectado (localidad UTM 509,476 m Este; 2,900,351 m Norte) se encuentra depositado en la Universidad Nacional Autónoma de México, colección paleontológica de la Facultad de Ingeniería, con la ficha de identidad UNAM-FI-4231. Imágenes de campo obtenidas en la sección estudiada muestran valvas de ostra (Figura 4I y J) que preliminarmente presentan una gran similitud al compararse con la valva de *Crassostrea alabamiensis* colectada en Baja California (Figura 4 E–H). Las características morfológicas del molusco referido en este trabajo presentan ligera discrepancia con la descripción del holotipo *alabamiensis* referido por Lea (1833), aquí el tamaño es mayor y la forma subtriangular a espatulada de la concha sugieren considerar con razonable duda confirmar esta especie, para lo que se sugiere un trabajo taxonómico.

En estratos de las formaciones White Bluff, en Arkansas (Westgate, 2008, 2012), Gosport y Moody Branch, en Alabama (Palmer y Brann, 1965; Toulmin, 1977), se cita la presencia de *Crassostrea alabamiensis* vinculada



Figura 6. En la base capas de arenisca gruesa con estratificación laminar cruzada de ángulo alto cubiertas por limolita y una capa gruesa de caliza arenosa (a), que pasan en contacto nítido a limolita gris oscuro con abundantes estructuras lenticulares (*flaser*) y termina en la cima con un cuerpo de rizolitos (b). Escala indicada en la figura.

al molusco *Venericardia planicostata* Lamarck, 1801 y vertebrados *Basilosaurus cetoides* Harlan (1834); *Zygorhiza kochii* (Carus, 1847) y *Pterosphenus schucherti* (Lucas, 1898), fósiles distintivos del Jacksoniano (Bartoniano Tardío–Priaboniano), pero hay incertidumbre en cuanto al rango estratigráfico que alcanza la ostra. La litología de la sección estratigráfica estudiada en este trabajo carece de foraminíferos, por lo que no es posible por este medio conocer su edad. La presencia de *Crassostrea* cf. *alabamiensis* en la sección aquí estudiada, identificada como la base de la Formación Jackson inferior, se propone en una posición estratigráfica en el Eoceno Tardío (Priaboniano) mediante la edad que el análisis de Sr aporta. Este fósil es propio de ambiente salobre o hipersalino, alojado en estuarios y lagunas protegidas del oleaje, por lo que es un buen indicador del ambiente en el que vivió.

A continuación, se compara el ejemplar aquí estudiado con otras especies de ostreidos reportadas por Gardner (1945) en la Formación Jackson del noreste de México y Norteamérica.

Ostrea contracta amichael Gardner, 1945. Tiene una concha más gruesa y pesada, su valva externa está laminada, el área de charnela más larga se fortalece con el crecimiento de la concha (Figura 7 A, B) y ha sido frecuentemente confundida con *Crassostrea alabamiensis* Lea, 1833 (Figura 7 C).

Ostrea contracta Conrad, 1855. La forma alargada y angosta, con su valva izquierda caracterizada con marcada convexidad hace que sea fácilmente diferenciable de *Crassostrea alabamiensis*.

Ostrea compressirostra Say, 1824. Perrillat (1963) describe esta especie en unidades estratigráficas más viejas a la Formación Jackson y presenta una clara diferencia en su concha por su forma orbicular y costillas concéntricas con respecto a *Crassostrea alabamiensis*.

Ostrea georgiana Dall, 1898. El enorme tamaño de su concha es similar a *Ostrea virginica*, los ejemplares jóvenes retienen la fina estructura radial epidérmica que es distintiva y característica constante en *Crassostrea alabamiensis*. *Ostrea georgiana* es un conspicuo y prominente fósil encontrado en el Eoceno Tardío de Texas y descrito en la Formación Jackson de la Cuenca de Burgos (Kane y Gierhart, 1935).

Ostrea trigonalis Conrad, 1855. Ha sido reconocida en la cima del Grupo Jackson del estado de Misisipi. La distinción de esta especie se encuentra en la estructura vermicular robusta en las márgenes frente al área de charnela, particularmente en la valva derecha y tamaño superior a *Crassostrea alabamiensis*.

En la Cuenca de Burgos no existen estudios publicados sobre isotopía de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, carbón-oxígeno ($\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$), fechamientos con zircones (U-Pb), huellas de fisión (*fission track*), u otras técnicas similares para el control cronológico, ambiental, o evolución de la subsidencia de las diferentes unidades litológicas depositadas durante del

Cenozoico. El control para ubicar la posición estratigráfica y edad de las diferentes formaciones que afloran en esta cuenca se basa en los principios de la ley de sobreposición, relaciones de contacto estratigráfico y con los limitados estudios macropaleontológicos publicados citados en la introducción. En el subsuelo el control de edad se apoya en biozonas mediante la aparición, extinción y abundancia de conjuntos de foraminíferos y nanoplancton calcáreo. Con

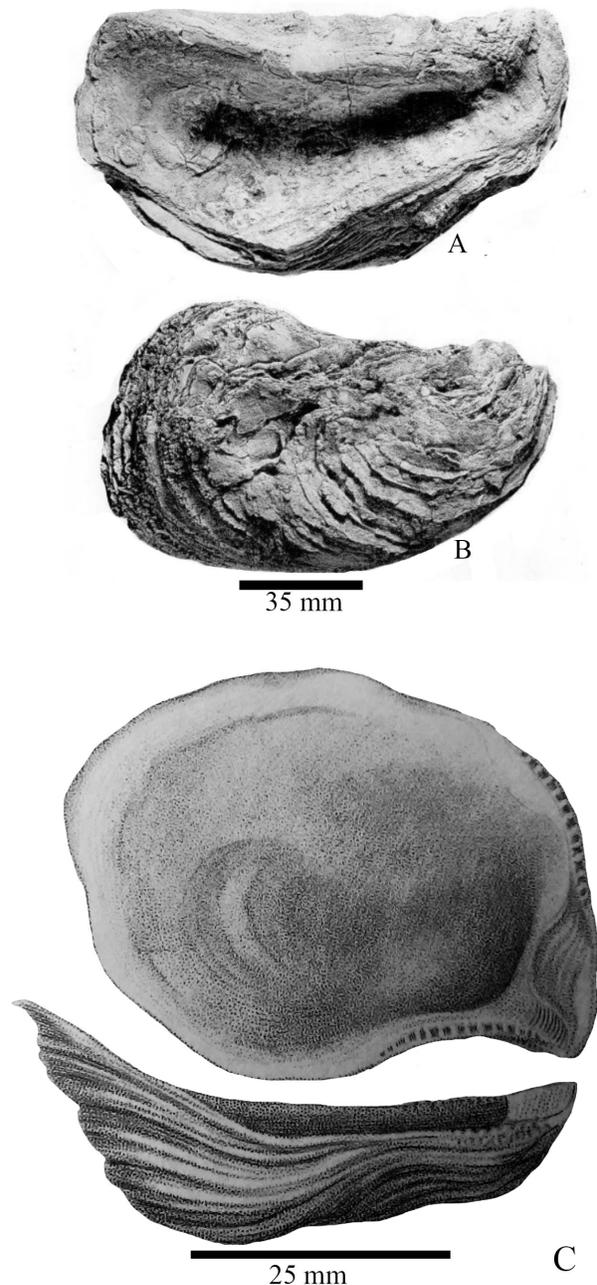


Figura 7. *Ostrea* (*Crassostrea*) *contracta amichael* (Gardner, 1945). Holotipo A, B: Valva interior izquierda y exterior derecha respectivamente (ambas de diferentes individuos). *Crassostrea alabamiensis* (Lea 1833), Holotipo C: Vista interior y lateral.

bioestratigrafía de alta resolución, registros geofísicos de pozos y sísmica 2D y 3D, Petróleos Mexicanos ha elaborado para esta cuenca numerosos y excelentes modelos de depósito y análisis de secuencias estratigráficas (Bernabé-Martínez *et al.*, 2003; Eguiluz, 2009, 2011, etc.), pero hay ausencia de datos de isotopía que puede emplearse para un control cronológico adicional para registrar hiatus, discordancias, condensación de secciones, evolución volcánica y otros eventos geológicos.

La composición $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua marina en el registro geológico retenida en el carbonato en la concha fósil (baja en Mg), es un método que permite obtener una aproximación adecuada para establecer la edad del depósito sedimentario. Las variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reflejan cambios en el registro de la salinidad de agua marina, originada por sistemas hidrotermales submarinos que fluyen del manto terrestre y el agua que proviene por ingreso fluvial o glacial. Estas variaciones han sido registradas durante el Eón Fanerozoico y representadas mediante curvas gráficas que sirven de patrón de comparación, obtenidas por instrumentos cada vez más sofisticados (Veizer *et al.*, 1999; McArthur *et al.*, 2012). Esta técnica resulta muy apropiada en el registro cronológico del Cenozoico debido al aumento pronunciado y bien definido de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, por ser la sedimentación de una edad más joven que otras sucesiones sedimentarias en donde la muestra de análisis (concha fósil) ha sido afectada por diagénesis. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenida de la concha de *Crassostrea cf. alabamiensis* (en este trabajo) intercepta varias posibles edades: 36.75 (+2.65/-2.05), 42.60 (+1.10/-1.70), 46.35 (+1.80/-1.20) y 54.90 (+3.45/-2.05) Ma (Tabla 1, Figuras 8 y 9). De acuerdo con la posición estratigráfica de la sección estudiada y su contenido paleontológico, la edad viable seleccionada es de 36.75 (+2.65/-2.05) Ma, con un margen aceptable de -2.05 Ma, para ubicar a *Crassostrea cf. alabamiensis* en la base de la Formación Jackson (Figura 8). No es posible seleccionar para la muestra que aquí se analiza una edad más vieja para litologías tan diferentes como las formaciones Cook Mountain, Weches o Wilcox, aunado a la edad del molusco colectado en este trabajo.

5.2. Ambiente de depósito

Se interpreta que las litologías descritas en este trabajo corresponden a varios subambientes sedimentarios. En la base de la sección hay una sucesión de arenisca de grano bien redondeado y grano medio homogéneo, que posiblemente indica madurez avanzada y selectiva en el transporte de sus componentes. Tiene estratificación laminar cruzada de ángulo alto, bidireccional, con estratos truncados en la cima (Figura 3a) y estratificación *flaser* simple, que es propia de flujo hidrodinámico de energía moderada a alta, que suele ser generado por oleaje y corriente de intermarea (Reineck y Wunderlich, 1968), entre la desembocadura de canales y barras de costa (Price, 1951). Los cuerpos de arenisca de grano grueso que soportan clastos de conglomerado, con

Tabla 1. Resultados del análisis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Edades calculadas con LOWESS 5 Fit 26 03 13 (McArthur *et al.*, 2012).

Muestra	Código Lab.	peso (g)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	1 SE(M)*	n	Ma	+/- Ma
<i>Crassostrea alabamiensis</i>	6266 FV CR	0.066	0.708	26	3	57	36.75	-1.293
							42.6	-0.647
							46.35	-1.5
							54.9	-1.683

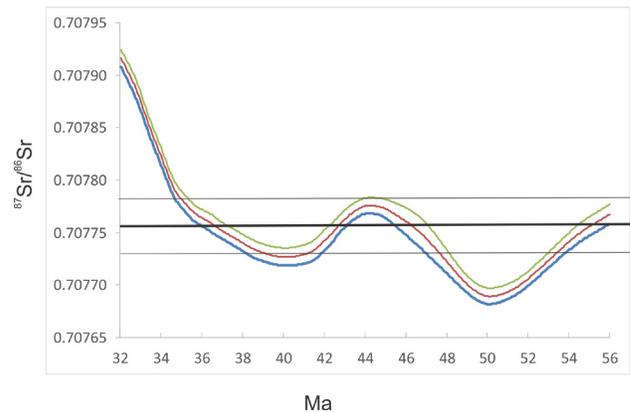


Figura 8. Curva de variación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de mar para el Eoceno. En rojo es el valor promedio y en verde y azul las desviaciones estándar. La línea negra horizontal obscura representa el valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medido y las dos líneas horizontales paralelas, en gris, su desviación estándar. De acuerdo con las observaciones estratigráfico-paleontológicas la edad probable está comprendida entre 36.75 y 54.90 Ma.

geometría lenticular y lateralmente discontinuos (Figura 5), sugieren un flujo en suspensión y tracción en cauce de canales fluviales anastomosados en la desembocadura de lagunas costeras (Plint, 2010). Las trazas de *Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp., fragmentos y ejemplares completos de conchas gruesas de *Crassostrea cf. alabamiensis* (Figuras 3b y 4) son comúnmente asociados a subambiente lagunar o de estuario y se vinculan con un medio salobre o hipersalino (Dalrymple y Choi, 2007; Dalrymple, 2010). La litología anterior está cubierta por limolita, arenisca calcárea, caliza arenosa con rizolitos de ambiente lagunar, que subyace a un cuerpo con predominio de limolita y rizaduras de lentes de arena (estructura *flaser*, Figura 6a), que se asocia a un ambiente con corriente intermitente que se genera por cambio hidrodinámico del flujo en planicies de intermarea. El cuerpo superior con rizolitos y posibles formas de *Stromatopora parvipora* corresponden a un medio de manglar (Figura 6b). La cima de esta sucesión pasa a capas de limolita y lutita con laminación paralela y cruzada de ángulo bajo e intervalos de caliche y yeso, con posible bentonita, de colores rojo, verde y gris. Se interpreta que estas litologías se asocian a un flujo hidrodinámico laminar de baja energía y a un ambiente fluvioacustre, formación intermitente de suelo y acumulación de material volcánico, en una planicie de inundación subaérea con posible intemperismo de arcillas y oxidación (Mial, 1985). La toba que generalmente es reportada en esta formación es

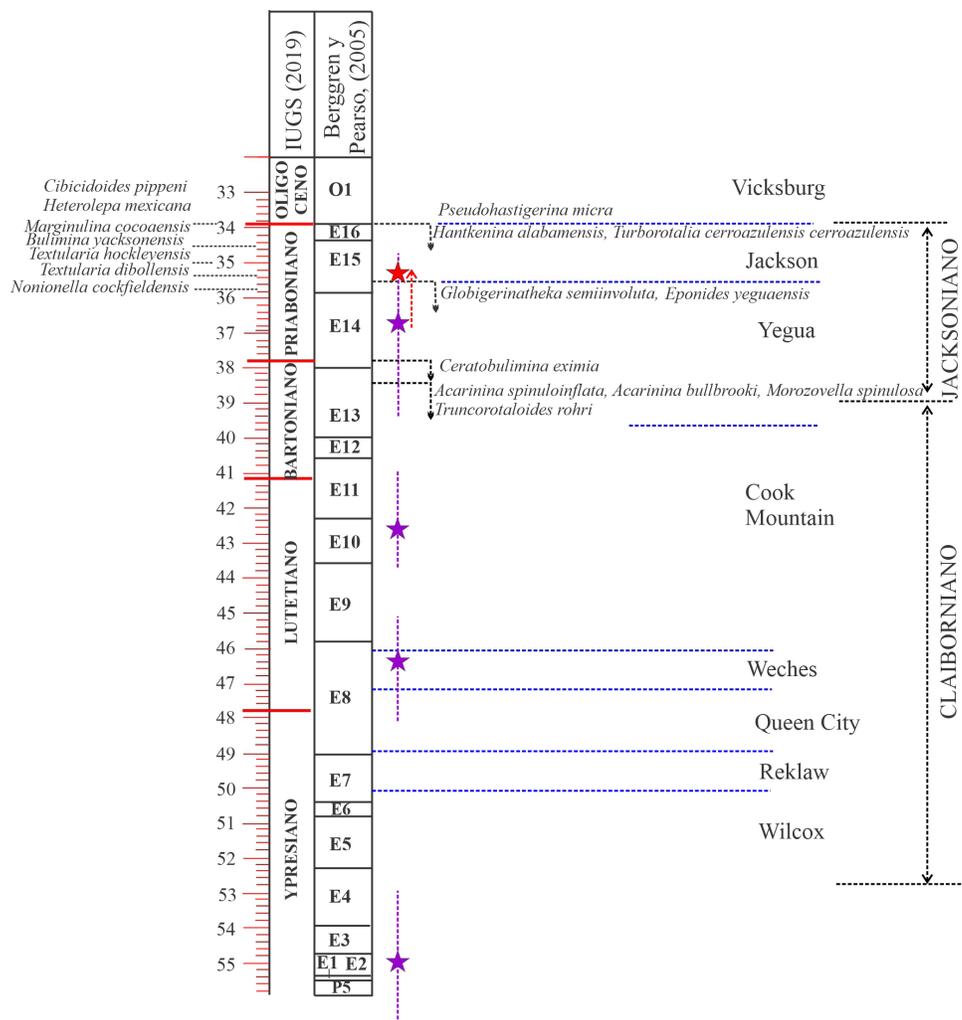


Figura 9. Ubicación de la posible variación de edad $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y alcance estratigráfico de foraminíferos bentónicos (derecha) y planctónicos (izquierda) en las formaciones de la Cuenca de Burgos. Estrellas son opciones de edad y su variación con línea cortada vertical. Línea cortada horizontal negra extinción del fósil. Estrella roja posición seleccionada para el fósil colectado. Explicación adicional en el texto.

producto de vulcanismo piroclástico externo a esta cuenca.

Price (1951) denominó “costas dominadas por las olas” (*wave-dominated coasts*), a una morfología litoral en donde la energía de las olas predomina para controlar la dispersión y depósito de sedimento. La dinámica de la corriente asociada al oleaje construye una orilla sensiblemente llana, formada por arena de playa que forma islas de barrera alargadas y paralelas a la costa, generalmente con ausencia de lagunas en un extremo de su clasificación (*strand plain*), o bien, morfologías variantes de esta facies que tienen lagunas y hábitats intermareales dominantes (Boyd *et al.*, 1992). Este tipo de costas dominadas por olas generalmente las asocian a un entorno geodinámico transgresivo (Boyle, 2010), sin embargo, Price (1951) y McCubbin (1982) no excluyen a este tipo de facies de ambientes regresivos (Figura 10). Registros geofísicos de los pozos G 2 y Tin 1B (Figuras 1 y 11) muestran que la Formación Jackson inferior tiene predominio arcilloso y en general se interpreta este intervalo como un evento transgresivo (Echanove, 1986 y Eguiluz,

2011), pero en estos registros la curva de rayos gama muestra intervalos que incrementa el contenido de arenisca a la cima y disminuye la arcilla (pozos MRG 1 y Na 1), la sucesión de facies que tiene la sección estudiada tiene similar apariencia con el registro del pozo MRG 1, con un cuerpo de arenisca parcialmente limpia en la base, cubierto por arcilla en la cima (Figura 11). Las características litológicas descritas para la sección estratigráfica de la Formación Jackson inferior y su interpretación de subambientes evoluciona como un estuario hacia un delta (Figura 9) y regionalmente es congruente con un medio sedimentario costero, dominado por combinación de marea y oleaje, sin predominio fluvial, con presencia de laguna y barras como ha sido descrito por Price (1951) y McCubbin (1982), pero incluido durante un episodio de transgresión mayor, similar con el ambiente propuesto para esta formación en Texas (Galloway *et al.*, 1991).

La litología descrita en esta sección, que incluye estratos de coloración rojiza, originalmente fue referida por Kane

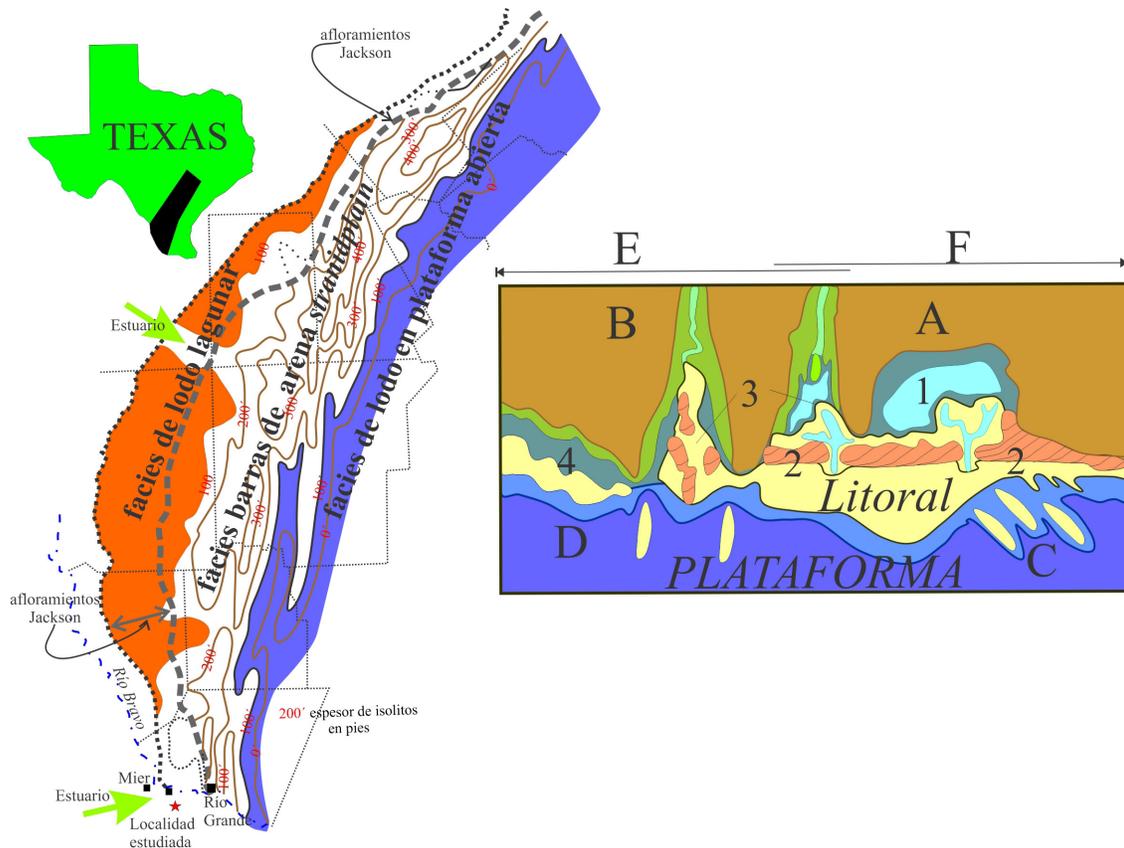


Figura 10. Modelo de depósito en el sur de Texas (Galloway *et al.*, 1991) y ambiente de costa dominada por olas y mareas (tomado de Heward, 1981 y Boyd *et al.*, 1992). Costa dominada por oleaje (A), costa dominada por mareas (B), plataforma dominadas por olas y tormentas (C), plataforma dominada por mareas (D), incremento de energía por mareas (E), incremento de energía por oleaje (F). Ambientes: Laguna (1), cinturón arenoso litoral o strandplain (2), estuario (3), planicie de marea (4). Espesor de cuerpos de arena (isolitos) cada 100 pies.

y Gierhart (1935) como un afloramiento asignado a la Formación Yegua, que en Texas tiene esta coloración, es de ambiente continental y de edad Bartoniano, pero debido a la presencia *Crassostrea cf. alabamensis* abajo de las capas de coloración rojo marrón y la edad más probable seleccionada por isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, son consistentes con una edad más joven (Priaboniano).

La Formación Jackson inferior en el subsuelo tiene foraminíferos que ubican su ambiente de depósito en un medio nerítico interno a nerítico medio; sin embargo, el ambiente de la sección estudiada es más somero. Al oriente de la franja de afloramiento de la Formación Jackson los tres miembros adquieren un espesor mayor y ambiente de mayor profundidad, posiblemente generado por el espacio de acomodo que crearon las fallas de crecimiento, características de este tipo de cuencas (Figura 11).

Por lo expuesto en párrafos anteriores se concluye, que por la diversidad litológica de la sección estratigráfica que aflora en la boquilla de la presa Marte R. Gómez y con base en su contenido fósil e isotopía, esta unidad litoestratigráfica es propia del miembro inferior de la Formación Jackson, de edad Priaboniano, lo que contribuye a tener una cartografía geológica más apropiada y la posibilidad de tener un

afloramiento adecuado y accesible para identificar un modelo de depósito como análogo de roca almacén y su sello para los yacimientos de gas de esta cuenca.

6. Conclusiones

El alcance estratigráfico que se obtiene para registrar la edad de hiatus, condensación o discordancias a partir de la aparición y extinción de foraminíferos que son usados en la Cuenca de Burgos, combinados con sísmica 3D, 2D y registros, puede ser enriquecido con el empleo de datos de isotopía para dar complemento al control de secuencias estratigráficas, y este trabajo aporta el primer dato isotópico obtenido en esta cuenca para asignar una edad cronológica en la base de la Formación Jackson. No obstante que con la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la concha de *Crassostrea cf. alabamensis* se obtuvieron valores en un rango de edades comprendido entre 36.75 (+2.65/-2.05), 42.60 (+1.10/-1.70), 46.35 (+1.80/-1.20) y 54.90 (+3.45/-2.05) Ma, tanto el alcance estratigráfico del fósil, como la posición de la sucesión estratigráfica, sugieren que el primer valor referido por isotopía es el más apropiado para la Formación Jackson

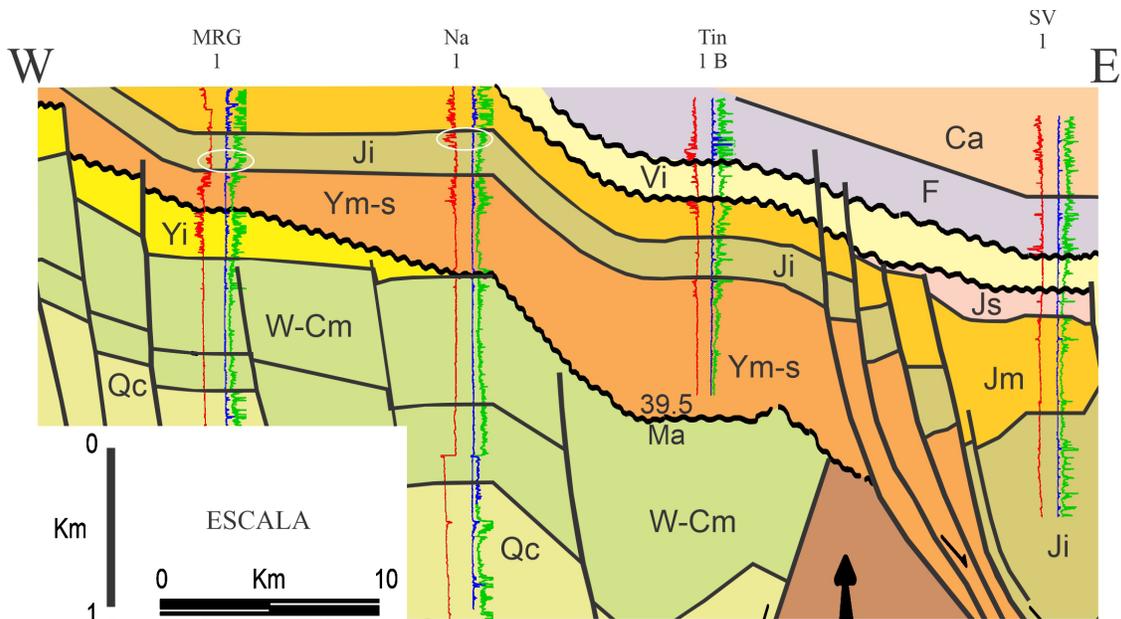


Figura 11. Sección estratigráfica y estructural entre los pozos MRG 1 y Tin 1 B. Formaciones Queen City (Qc), Weches y Cook Mountain (W-Cm), Yegua inferior (Yi), Yegua medio y superior (Ym-s), Jackson inferior (Ji), Jackson medio (Jm), Jackson superior (Js), Vicksburg (Vi), Frio (F), Catahoula (Ca). Registros de pozos: resistividad (curva azul y verde, potencial espontáneo o rayos gama (curva roja). Explicación en el texto. Tomado de Eguiluz, 2009, modificado en este trabajo.

inferior de la en la sección estudiada y se sitúa en el piso Priaboniano. La presencia de *Crassostrea cf. alabamiensis* en estratos de la Formación Jackson inferior contribuye al conocimiento de macrofauna asignada al Eoceno Tardío en el noreste de México. Las características litológicas aunadas a datos paleontológicos sugieren que la sección estudiada corresponde a un ambiente sedimentario costero, modelado por marea y olas, con morfología de barras y lagunas litorales, que pasan a un ambiente fluvial en la cima y el conjunto de la sección define un ambiente de estuario, para ese intervalo particular del miembro inferior de la Formación Jackson.

Agradecimientos

Este trabajo se dedica a la memoria del geólogo Juan Antonio Cuevas Leree, por su meritoria labor en la exploración petrolera de México, fallecido el 27 de octubre, 2020, que en paz descanse. Se agradece a los revisores anónimos de este trabajo por las sugerencias dadas para enriquecer lo aquí expuesto. Se agradece al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por el financiamiento total de los análisis y al personal que intervino en la obtención de datos: Ing. Teodoro Hernández Treviño, por la ayuda en la preparación mecánica de las muestras; M.C. Gerardo Arrieta García, por las mediciones isotópicas. A la Dra. María Isabel Hernández Ocaña, por su colaboración en determinar

los icnogéneros. Nuestro agradecimiento al Dr. Josep A. Moreno Bedmar, editor de esta revista, por las observaciones excepcionales dadas para mejorar el manuscrito. Al M. en C. Juan Antonio Cuevas Leree (QEPD), Dr. Alberto Segura y Biol. Graciela Ramírez, de Petróleos Mexicanos, por los valiosos comentarios al manuscrito preliminar, así como al Dr. José Jorge Aranda Gómez y al Biol. Nelson Vargas, por la revisión preliminar de este trabajo. A Natalia Amezcua por el soporte bibliográfico y comentarios expresados para mejorar lo aquí expuesto. Expresamos nuestra gratitud al trabajo de la Maestra Sandra Ramos, por su colaboración en la edición final de este trabajo

Referencias

- Anderson, F.M., 1920, Notes on Lower Tertiary deposits of Colombia and their molluscan and foraminiferal fauna: Proceedings of the California Academy of Sciences, 17(1), 1–29.
- Berggren, A.W., Pearson, N.P., 2005, A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation: Journal of Foraminiferal Research, 35(4), 279–298.
- Bernabé-Martínez, M.A., Eguiluz y de A.S., Mendoza, R.M.I., 2003, Estudio de playas del Vicksburg Sur en la Cuenca de Burgos: Revista Ingeniería Petrolera, 43(3), 48–57.
- Boyd, R.L., Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., 1992, Classification of clastic coastal depositional environments: Sedimentary Geology, 80, 139–150.
- Boyle, R.L., 2010, Transgressive wave dominated coasts, En James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), Facies Models 4, Geological Association of Canada: St. John's, Canada, Geotext 6, 265–294.
- Bramlette, M.N., Riedel, W.R., 1954, Stratigraphic value of *discoasters* and some other microfossils related to Recent coccolithophores: Journal of Paleontology, 28, 385–403.

- Brönnimann, P., 1952, *Globigerinoita* and *Globigerinatheka*, new genera from Tertiary of Trinidad, B.W.I: Contributions from Cushman Foundation for Foraminiferal Research, 3(1), 25–28.
- Brönnimann, P., Bermudez, P.J., 1953, *Truncorotaloides*, a new foraminiferal genus from the Eocene of Trinidad: Journal of Paleontology, 27, 817–820.
- Carus, C.G., 1847, Resultate geologischer, anatomischer und zoologischer untersuchungen über das unter den Namen Hydrarchos von Dr. A. C. Koch zuerst nach Europa gebrachte und in Dresden aufgestellte große fossile Skelett, 1–15.
- Cervera del Castillo, E., 1950, Información obtenida durante la perforación de los pozos exploratorios en el noreste de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 1, 261–268.
- Cole, W.S., 1927, A foraminiferal fauna from the Guayabal formation in Mexico: Bulletins of American Paleontology, 14(51), 1–47.
- Cole, W.S., 1928, A foraminiferal fauna from the Chapopote Formation in Mexico: Bulletins of American Paleontology, 14(53), 1–33.
- Conrad, T.A., 1855, Descriptions of one Tertiary and eight new Cretaceous fossils from Texas, in the collection of Mayor Emory: Academy of Natural Sciences, Philadelphia Proceedings, 7, 268–269.
- Conrad, T.A., 1856, Observations on the Eocene deposits of Jackson, Mississippi, with descriptions of four new species of shells and corals, Academy of Natural Sciences, Philadelphia Proceedings, En Sellards, W.S., W.S. Adkins, F.B. Plummer (eds.), The Geology of Texas, Vol. I, Stratigraphy: The University of Texas Bulletin, Bureau of Economic Geology, Texas, part 3, 520–809.
- Cushman, J.A., 1924, A new genus of Eocene foraminifera: Proceedings of the United States National Museum 66(30), 1–4.
- Cushman, J.A., 1925, Eocene Foraminifera from the Cocoa Sand of Alabama: Contribution Cushman Laboratories Foraminifera Research, 1, 65–70.
- Cushman, J.A., 1925a, New Foraminifera from the Upper Eocene of Mexico: Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, 1, 4–9.
- Cushman, J.A., 1925b, An Eocene fauna from the Moctezuma River, Mexico: Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, 9, 298–303.
- Cushman, J.A., Applin, E.R., 1926, Texas Jackson Foraminifera: Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, 10, 154–189.
- Cushman, J.A., 1927, New and interesting Foraminifera from Mexico and Texas: Contributions from the Cushman laboratory for foraminiferal research, 3(2), 111–119.
- Cushman, J.A., Ellisor, A.C., 1932, Additional new Eocene Foraminifera: Contributions from the Cushman laboratory for foraminiferal research, 8, 40–43.
- Cushman, J.A., Ellisor, A.C., 1933, Two new Texas Foraminifera: Contributions from the Cushman laboratory for foraminiferal research, 9(4), 95–96.
- Cushman, J.A., Garrett Jr., J.B., 1938, Three new *rotaliform* Foraminifera from the Lower Oligocene and Upper Eocene of Alabama: Contributions from the Cushman laboratory for foraminiferal research, 14(3), 62–66.
- Dall, W.H., 1898, Tertiary faunal of Florida: Transactions of the Wagner Free Institute of Science of Philadelphia, 3–4, 571–94.
- Dalrymple, R.W., 2010, Tidal depositional systems, Facies Models 4, En Noel P. James Robert W. Dalrymple (eds.), Geotext 6: Canada, Canadian Sedimentology, 201–231.
- Dalrymple, R.W., Choi, K.S., 2007, Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide dominated depositional systems: A systematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation: Earth-Science Review, 81, 135–174.
- Deusen, A., 1924, Geology of the Coastal Plain of Texas west of Brazos River: United States Geological Survey, 126:145, 38 pp.
- Dumble, E.T., 1892, Report on the brown coal and lignite of Texas; character, formation, occurrence, and fuel uses: Texas Geological Survey, 243 pp.
- Dumble, E.T., 1924, A revision of the Texas Tertiary section with special reference to the oil-well geology of the coast region: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 8, 424–444.
- Echanove, E.O., 1986, Geología petrolera de la Cuenca de Burgos: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 38, 1–74.
- Eargle, H.D., 1959, Stratigraphy of Jackson Group (Eocene), south-central Texas: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 43(11), 2623–2635.
- Eargle, H.D., 1972, Revised Classification and Nomenclature of the Jackson Group (Eocene), South-Central Texas: The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 66 (2), 561–566.
- Eguiluz y de Antuñano, S., 2009, The Yegua Formation: Gas play in the Burgos Basin, Mexico, en Bartolini C., Román Ramos J.R. (eds.), Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: United States Of America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 90, 49–77.
- Eguiluz y de Antuñano, S., 2011, Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 323–332.
- Ellisor, A.C., 1931, Jackson Formation in Texas, en Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Meeting, Abstract.
- Finlay, H.J., 1939, New Zealand foraminifera: Key species in stratigraphy, 2: Transactions of the Royal Society of New Zealand, 69, 89–128.
- Galloway, W.E., Bebout, D.G., Fisher, W.L., Dunlap, J.B., Jr., Cabrera-Castro, R., Lugo-Rivera, J.E., Scott, T.M., 1991, Cenozoic, Chapter 11, en Salvador, A. (ed.), The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v. J., 245–324.
- Gardner, J.A., 1945, Mollusca of the Tertiary formations of northeastern Mexico: Geological Society of America Memoir 11, 332 p.
- Garza-Vela, L.A., Aguirre-Castañeda, E.A., 2016, Inversión genética aplicada en el desarrollo de campos, Cuenca de Burgos, “caso de estudio campo Comitas”: Revista Ingeniería Petrolera, 56(8), 420–428.
- Guajardo-Cantú, E., Torres de la Cruz, F., Hernández-Ocaña, M.I., Chacón-Baca, E., Jiménez López, J.C., 2019, Gasterópodos (Mollusca, Gastropoda) del Eoceno en el municipio General Bravo de la Cuenca de Burgos, Nuevo León, México: Paleontología Mexicana, 8(2), 109–120.
- Harlan, R., 1834, Notice of fossil bones found in the Tertiary formation of the State of Louisiana: Transactions of the American Philosophical Society 4, 397–403.
- Harris, G.D., 1919, Pelecypoda of the Saint Maurice and Claiborne Stage: Bulletin of America Paleontology, 31(6), 1–268.
- Hernández-Ocaña, M.I., Chacón-Baca, E., Quiroz-Barroso, S.A., Eguiluz de Antuñano, S., Torres de la Cruz, F., Chávez-Cabello, G., 2018, A Paleogene ichnological record from the Wilcox Formation: *Ophiomorpha* and *Venericardia (Venicor) zapatai* in the Burgos Basin, northern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 90, 107–117.
- Heward, A.P., 1981, A review of wave-dominated clastic shoreline deposits: Earth-Science Review, 17, 223–276.
- Hilgard, E.W., 1873, Supplementary and final report of a geological reconnaissance of the State of Louisiana, En Sellards, W.S., Adkins, W.S., Plummer, F.B. (Eds.), The Geology of Texas, Vol. I, Stratigraphy: Texas, The University of Texas Bulletin, Bureau of Economic Geology, part 3, 520–809.
- International Union of Geological Sciences (IUGS), 2020, International Chronostratigraphic chart, International commission on Stratigraphy, v2019/05, <https://stratigraphy.org/icschart/ChronostratChart2020-03.pdf>
- Izaguirre, L., 1956, Estratigrafía del Cenozoico y del Mesozoico a lo largo de la Carretera Reynosa, Tamaulipas y México, D.F. Tectónica de la Sierra Madre Oriental. Vulcanismo en el Valle de México, en Congreso Geológico Internacional, excursiones A-14 y C-6, 323 pp.

- Kane, W.G., Gierhart, G.B., 1935, Areal geology of Eocene in northeastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 19(9), 1357–1388.
- Keijzer, F.G., 1945, Outline of the geology of the eastern part of the Province of Oriente, Cuba (E of 76° W.L.), with notes on the geology of other parts of the island. Publicaties uit het Geographisch en uit het Mineralogisch-Geologisch Instituut der Rijksuniversiteit Utrecht, Physiographisch-Geologische Reeks, ser. II (6), 1–239.
- Lamarck, J.B., 1801, Systemé des animaux sans vertébrés, Publique par Lamarck et Deterville, Libraire, Paris viii, 432 p. (<https://www.biodiversitylibrary.org/page/14117719#page/7/mode/1up>).
- Lea, I., 1833, Contributions to Geology: Philadelphia, Carey, Lea & Blanchard, 1st edition, Octavo, 1–227.
- Lucas, F.A., 1898, A new snake from the Eocene of Alabama, United States National Museum Proceedings 21(1164), 637–638.
- Martini, E., Stradner, H., 1960, *Nannotraster*, eine stratigraphisch bedeutsame neue Discoasteridengattung: Erdoel-Zeitschrift, 76(8), 266–270.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Shields, G.A., 2012, Strontium Isotope Stratigraphy, en Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., (Eds.), The Geologic Time Scale 2012, 1 and 2, 127–144.
- McBride, E.F., 1963, Classification of common sandstones: Journal of Sedimentary Research, 33, 664–669.
- McCubbin, D.G., 1982, Barrier-Island and Strand-Plain facies, en Scholle, P.A., Spearing, D. (eds), Sandstone Depositional Environments: Unites States of America, American Association of Petroleum Geologists Memoir 31, 247–280.
- Meneses-de Gyves, 1950, Zonas micropaleontológicas del Oligoceno en el noreste de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, II (1), 71–81.
- Mial, A.D., 1985, Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits: Earth-Science Review, 22, 261–308.
- Murray, G.E., Wilbert, L.J., 1950, Jacksonian Stage: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 34 (10), 1990–1997.
- Ortiz-Ubilla, A., Tolson, G., 2004, Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz-Culebra de la Cuenca de Burgos, Noreste de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(2), 226–235.
- Owen, R., 1839, Observations on the *Basilosaurus* of Dr. Harlan (*Zeuglodon cetoides*): Transactions of the Geological Society of London, 6, 69–79.
- Palmer, K.V., Brann, D.C., 1965, Catalogue of the Paleocene and Eocene mollusca of the southern and eastern United States. Part 1, Pelecypoda, Amphineura, Peteropoda, Scaphopoda and Cephalopoda: Bulletins of American Paleontology, 48, 1–471.
- Penrose, R.A., 1890, A preliminary report on the geology of the Gulf Tertiary of Texas from Red River to the Rio Grande, Texas Geological Survey, En Sellards, W.S., W.S. Adkins, F.B. Plummer (Eds.) 1932, The Geology of Texas, Vol. I, Stratigraphy: Texas, The University of Texas Bulletin, Bureau of Economic Geology, part 3, 520–809.
- Perrilliat, M.C., 1963, Moluscos del Terciario Inferior del noreste de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: Paleontología Mexicana, 19, 1–26.
- Perrilliat, M.C., Vega, F.J., 2003, Lower Eocene large oysters from the Viento Formation; Stratigraphic and paleoecologic implications for the La Popa Basin, Nuevo León, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, 419–426.
- Perrilliat, M.C., Vega, F.J., Espinosa, B., Naranjo-Navarro, E., 2008, Late Cretaceous and Paleogene freshwater gastropods from northeastern Mexico: Journal of Paleontology, 82(2), 255–266.
- Plint, G.A., 2010, Wave and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems, Facies Models 4, En James, N.P., Dalrymple, R.W. (eds.), GEOText 6: Canada, Canadian Sedimentology, 167–200.
- Price, W.A., 1951, Barrier island, not “offshore bar”: Science, 113, 487–488.
- Reineck, H.F., Wunderlich, F., 1968, Classification and origin of flaser and lenticular bedding: Sedimentology, 11, 99–104.
- Rodríguez-Lozano, E., 1976, Bioestratigrafía de la franja Paleoceno Eoceno de la Cuenca de Burgos: Petróleos Mexicanos, Tercer simposio de geología de subsuelo zona noreste, 241–253.
- Rosen, R.N., Bowen, B.E., Thies, K.J., 1994, Subsurface planktonic zonation of the Paleogene of Texas and Louisiana Gulf Coast and its relationship to relative changes of coastal onlap, en 44th annual convention of the Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions: Austin, Texas, 631–639.
- Reyes Hernández, E.O., 2014, Modelo de Facies 3D Aplicado en el Desarrollo de Campos, Cuenca de Burgos “Campo Comitas”, en Congreso Mexicano del Petróleo, Acapulco, Gro., 4–7.
- Say, T., 1824, An account of some of the fossil shells in Maryland: Journal of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, 4, 124–155, lám. 7–13.
- Sánchez Ríos, M.A., Salmerón Ureña, P., 1995, El Paleógeno en México: Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 3 Paleógeno de América del Sur, 119 pp.
- Segura Treviño, A., Fuentes, J.N., Ramírez Villaseñor, G., González García, A.V., Guerra Pérez, S., Quintanilla Pérez, M., 2006, Carta bioestratigráfica de la Cuenca de Burgos (cartel), en Simposio de Paleontología: Reynosa, Tamaulipas, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- Sellards, W.S., Adkins, W.S., Plummer, F.B., 1932, The Geology of Texas, Vol. I, Stratigraphy: The University of Texas Bulletin, Bureau of Economic Geology, part 3, 520–809.
- Servicio Geológico Mexicano, 2004, Carta geológico-minera Reynosa, G14-5, escala 1:250,000.
- Siesser, W.G., 1984, Paleogene sea level and climates USA eastern Gulf coastal plain: Paleogeography, Paleoclimate and Paleoecology, 47, 261–275.
- Tan, S.H., 1927, Over de samenstelling en het ontstaan van krijt en mergelgesteenten van de Molukken: Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch-Indie, 55, 111–122.
- Toulmin, L.D., 1977, Stratigraphic distribution of Paleocene and Eocene fossils in the Eastern Gulf Coast Region: Geological Survey of Alabama, Monograph 13(1), 1–602.
- Veatch, A.C., 1906, Geology and underground water resources of northern Louisiana and southern Arkansas: Unites States Geological Survey 46, 422 pp.
- Vega, F.J., Perrilliat, M.C., 1989, La presencia del Eoceno Marino en la Cuenca de La Popa (Grupo Difunta), Nuevo León; Orogenia postpresiana: Revista del Instituto de Geología UNAM, 8(1), 67-70.
- Vega, J.F., Perrilliat, M.C., Duarte-Torres, L., Durán-Herrera, G., Rivas-García, R., Aguilar-Piña, M., Ventura, J.F., 2007, Eocene strata from the Sabinas Basin and their bearing in sedimentary basin correlation in NE Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59(1), 115–123.
- Veizer J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ^{d13}C and ^{d18}O evolution of Phanerozoic seawater: Chemical Geology, 161, 59–88.
- Westgate, W.J., 2008, Eocene (Jacksonian) Estuarine vertebrate faunas from Crowley's ridge, Arkansas: Geological Society of America, South-Central Section, 42nd Annual Meeting, paper 1–2.
- Westgate, W.J., 2012, Palaeoecology of a primate-friendly, middle Eocene community from Laredo, Texas and a review of stratigraphic occurrences of Paleogene land mammals across the Gulf Coastal Plain, USA: Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, 92(4), 497–505.
- Weinzierl, L.L., Applin, E.R., 1929, The Claiborne Formation on the Coastal Domes: Journal of Paleontology, 3(4), 384–410.

Manuscrito recibido: Agosto 28, 2020.

Manuscrito corregido recibido: Noviembre 17, 2020.

Manuscrito aceptado: Noviembre 22, 2020.