



Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano

Samuel Eguiluz de Antuñano

Geólogo consultor. 197 Slade Lane, Manchester, M19 2AE, Reino Unido
Dirección actual: Coordinación de vinculación, Instituto de Geología, Ciudad Universitaria, 04510 Coyoacán, México, D.F.
seguiluz662@gmail.com

Resumen

En la Cuenca de Sabinas, la sucesión de capas depositadas durante el Berriasiano-Aptiano no fue continua; se identifican tres discordancias mayores como límites de secuencia de segundo orden, situadas en el Berriasiano, en el Hauteriviano y en el Aptiano. Entre cada una de estas discordancias se reconocen trectos transgresivos, regresivos y etapas de inundación. En varias partes del noreste de México hay características estratigráficas que pueden correlacionarse en posición estratigráfica y en edad con las secuencias de la Cuenca de Sabinas. Con base en su posición estratigráfica, se propone que los límites de secuencia e intervalos de máxima inundación identificados en el noreste de México pueden correlacionarse con cambios relativos del nivel marino de escala global propuestos en otros trabajos, sin desconocer que la tectónica local está presente, pero posiblemente subordinada.

Palabras clave: secuencias estratigráficas, Cretácico Inferior, Cuenca de Sabinas, México.

Abstract

Berriasian-Aptian stratigraphic sections of the Sabinas Basin, northeast Mexico, show three major unconformities as second order sequence boundaries. Every sequence includes transgressive-regressive tracts and a maximum flooding zone. From the Chihuahua Basin to the Tampico Basin there are transgressive-regressive tracts placed at the same age and stratigraphic level, which are correlative to the Sabinas sections. The previous sequence boundaries may have a subordinate tectonic component, but sequence analysis indicates that these sequences are due to variations mostly linked to eustatic changes in sea level globally, as mentioned by other authors.

Keywords: stratigraphic sequences, Lower Cretaceous, Sabinas Basin, Mexico

1. Introducción

El análisis de secuencias estratigráficas es un método de estudio que aporta un avance en la comprensión geodinámica de una cuenca. La integración de datos sedimentológicos, tectónicos, climáticos, etc., que actúan durante la evolución de la cuenca lleva a una aproximación de los

factores que controlaron los depósitos sedimentarios, con el fin de predecir la posible ubicación de rocas con las condiciones favorables para acumular yacimientos minerales. Sloss *et al.* (1949) definieron el término de “secuencia” para referir la acumulación sucesiva de estratos limitados por discordancias subaéreas. Sloss (1963) señaló la importancia que representan las discordancias como límites

de secuencia y su relación con el control tectónico. Vail *et al.* (1977) introdujeron el concepto de estratigrafía sísmica ligada a cambios eustáticos globales, considerando que los cambios del nivel del mar son la causa que origina ciclos de depósito y genera secuencias. En el concepto de estratigrafía sísmica, los cambios de impedancia vertical y lateral de rocas sedimentarias reflejan geometrías de los depósitos; estas señales son interpretadas como discordancias, concordancias correlativas y trectos de sistemas de depósito. Con apoyo de registros de pozos y afloramientos usados por Posamentier y Vail (1988) y Van Wagoner *et al.* (1990), la estratigrafía de secuencias perfeccionó la interpretación sísmo-estratigráfica. En el modelo ciclo-estratigráfico se excluye a la tectónica como causal en el control de secuencias, en controversia con el modelo tectonoestratigráfico (Winter, 1984), que considera a la deformación como la causa principal de estas variaciones en los sistemas de depósito.

Conceptos recientes sobre estratigrafía de secuencias muestran las características de depósito de terrígenos y de carbonatos (Walker y James, 1992; Catuneanu, 2002, 2006) de acuerdo a su posición relativa dentro de la cuenca, conceptos y definiciones que se toman en cuenta para realizar la interpretación y descripción de los conceptos que aquí se proponen (Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2009).

Este trabajo describe las variaciones litológicas en superficie y subsuelo que reflejan transgresiones y regresiones en sistemas de depósito, llamados trectos, en tres secuencias sedimentarias limitadas por discordancias regionales que ocurren durante el Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas. Con los datos de secuencias elaborados por autores anteriores (Ortuño, 1985; Lehmann *et al.*, 1998; Goldhammer, 1999; Adatte *et al.*, 2001; Horbury *et al.*, 2003; Mancini *et al.*, 2008), aquí se consideran las posibles causas que pudieron ocasionar estas variaciones estratigráficas como un avance para comprender la estratigrafía del noreste de México, posiblemente vinculada en su conjunto con un contexto global.

Los primeros trabajos estratigráficos (Burrows, 1910; Böse, 1923; Burckhardt, 1930; Imlay, 1936, 1937; Humphrey, 1949; Humphrey y Díaz, 2003) identificaron diferencias litológicas significativas entre las sucesiones estratigráficas del Berriasiano-Aptiano, y opinaron que hubo transgresiones y regresiones originadas por condiciones climáticas o efectos tectónicos. Con datos de superficie, trabajos recientes (Ortuño, 1985; Lehmann *et al.*, 1998; Goldhammer, 1999; Adatte *et al.*, 2001) han descrito la estratigrafía del noreste de México en un entorno de secuencias estratigráficas globales. Asumiendo que estas secuencias se correlacionan en tiempo con los ciclos eustáticos propuestos por Vail *et al.* (1977), estos trabajos difieren sustancialmente en sus interpretaciones.

La dificultad para establecer secuencias estratigráficas en el intervalo Berriasiano-Aptiano en el noreste de México radica en varios aspectos: (1) la escasa información

litoestratigráfica publicada sobre discordancias, *hiatus* o concordancias correlativas; (2) la limitada información bioestratigráfica de resolución apropiada para ubicar límites de secuencias, superficies de inundación y trectos transgresivos y regresivos; (3) limitada biozonificación actualizada en México para establecer correlaciones globales; y (4) limitados datos radiométricos que permitan asignar edades absolutas y su correlación con cambios eustáticos y efectos tectónicos globales. Aunado a lo anterior, las diferentes escalas geocronológicas usadas varían entre sí y dificultan comprender la correlación en edad de las secuencias estratigráficas.

El trabajo que se presenta aquí no está exento de algunas limitaciones señaladas anteriormente. Sin embargo, por medio de la correlación de secciones estratigráficas de superficie y pozos, apoyada con datos y observaciones en afloramientos, registros geofísicos y sísmica, así como la integración de litofacies, biofacies, geoquímica e isotopía de trabajos previos, se pretende establecer un avance sobre el conocimiento de secuencias estratigráficas en esta región del país. Esta contribución propone integrar a México en un contexto global (Figura 1), considerando apropiada la escala de tiempo geológico propuesta por la Comisión Estratigráfica Internacional (Ogg *et al.*, 2004).

Los métodos usados en este trabajo consistieron en observaciones de afloramientos, datos de pozos, sísmica bidimensional (2D) e integración de datos. Las propiedades de los registros de rayos gamma (RG), densidad (RHOBE) y neutrón (NPHI), entre otras aplicaciones, permiten identificar diferentes tipos de rocas. El registro RG es útil para considerar la presencia o ausencia de arcillas en la roca. El registro NPHI favorece identificar carbonatos, mientras que el registro RHOBE reconoce capas de anhidrita en función de su mayor densidad relativa. Los registros utilizados no están normalizados y tienen irregularidades en su lectura, originadas por diferentes razones, lo que provoca dificultad para interpretar un intervalo en particular, mas no es limitativa para interpretar variaciones litológicas en lo general. Algunos pozos tienen curvas de registros limitados y de otros pozos no se obtuvieron registros, pero en todos los pozos los datos litológicos provienen de cortes de roca originados por la barrena. La combinación de estas herramientas, núcleos de pozos y las muestras de corte de roca obtenidas de los pozos, dieron el control litoestratigráfico, mientras que los datos bioestratigráficos (foraminíferos, tintinidos y nanoplancton) provienen del estudio de esas muestras y de afloramientos.

Perfiles sísmicos en áreas en donde la deformación estructural lo permitió identifican señales con geometría de cuñas truncadas (*toplap*) y traslape (*downlap* u *onlap*) y, con apoyo litológico de pozos, confirman corresponder a discontinuidades estratigráficas.

Las verificaciones de afloramientos para este trabajo permitieron reconocer límites de secuencias representados por discordancias y posibles concordancias correlativas y observar las características litológicas de los trectos

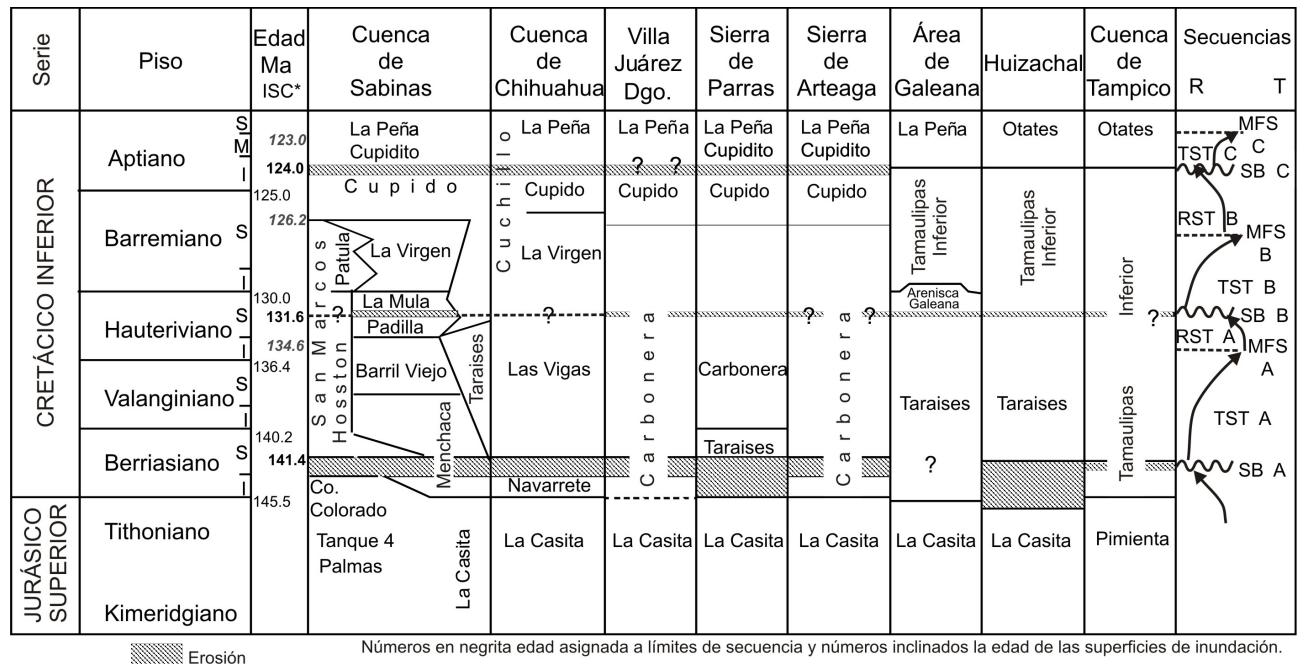


Figura 1. Tabla de correlación estratigráfica del noreste de México para el intervalo Berriasiano-Aptiano. Edad en millones de años en base a la Comisión Estratigráfica Internacional (ISC, Ogg *et al.*, 2004). T = transgresión, R = regresión, TST = tracto transgresivo, MFS = superficie de máxima inundación, RST = Tracto de nivel alto (Highstand Systems Tract = HST), SB = límite de secuencia.

transgresivos y regresivos bajo el esquema de análisis de secuencias propuesto por Catuneanu (2006), en el que las secuencias se dividen en un tracto transgresivo y otro regresivo. La correlación de columnas de superficie y columnas de pozos, con apoyo de sísmica bidimensional (2D), complementan este análisis.

Publicaciones previas sobre amonitas (Imlay, 1936, 1938, 1940; Cantú-Chapa, 1976; Contreras Moreno, 1977; Cantú-Chapa, 2001; Humphrey y Díaz, 2003; Barragán y Méndez, 2005), integradas con la información adicional para este trabajo, permitieron situar en superficie la edad de los tractos, así como la de sus límites.

Datos adicionales sobre geoquímica isotópica o inorgánica, proveniencia y paleomagnetismo (Krutak, 1965; Maldovanyi y Lohmann, 1984; Lehmann *et al.*, 2000; Adatte *et al.*, 2001; Murillo-Muñetón y Dorobek, 2003; Guzzy-Arredondo *et al.*, 2007; González-Naranjo *et al.*, 2008), apoyan la interpretación de los tractos propuestos.

Se considera que el antecedente que dio origen a la Cuenca de Sabinas corresponde con la evolución de una fosa de extensión tipo *rift*, asociada con la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Medio (Salvador, 1987). Esta fosa se rellenó con capas continentales y rocas ígneas. La distribución de depósitos marinos durante el Calloviano(?) -Aptiano forma la extensión a la que se denomina Cuenca Mesozoica de Sabinas, limitada por los bloques paleotectónicos y paleogeográficos de Coahuila al suroeste, y de Tamaulipas al noreste, extendiendo longitudinalmente su límite en espacio y tiempo al noroeste, para unirse con la Cuenca de Chihuahua, mientras que al sureste se unió con el ancestral Golfo de México. El espacio de

acomodo para alojar a la sedimentación marina endógena y exógena en la Cuenca de Sabinas, posiblemente fue creado por subsidencia termal (Cuevas, 1984), pero nuevos datos sugieren que la extensión tectónica pudo continuar y terminar a una edad más reciente (Garrison y McMillan, 1997, 1999; González-Naranjo *et al.*, 2008).

La estratigrafía del intervalo Berriasiano-Aptiano está constituida, de la base a la cima, por las formaciones Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula (Imlay, 1940), La Virgen (Humphrey y Díaz, 2003), Cupido-Cupidito (Imlay, 1936; Wilson y Piali, 1977), y La Peña (Humphrey, 1949). Cupidito es una unidad informal propuesta por Wilson y Piali (1977) para referirse a estratos de carbonatos de ambiente lagunar depositados en una plataforma que sobreyace a una discordancia paralela regional y subyace a la Formación La Peña. En la Cuenca de Sabinas esta discordancia separa a la Formación La Virgen de Cupidito, mientras que en áreas en donde no se reconoce a la Formación La Virgen, las calizas de Cupido y Cupidito sólo se pueden separar cuando se identifica la discordancia regional en la que la unidad Cupido subyace a la Cupidito (Figura 1), como ocurre en el borde del Sistema Sedimentario Cupido (Zwanziger, 1978; Márquez, 1979). El miembro Nogales fue propuesto por Vokes (1963) y corresponde a la base de la Formación Taraíses en el cañón de la Huasteca. Dicho miembro se correlaciona con la unidad Knowles del subsuelo de Texas y Louisiana, pero esta denominación no se utiliza en México.

Las unidades estratigráficas citadas cambian lateralmente a las formaciones San Marcos (Imlay, 1940) y Hosston, marginales a la cuenca y periféricas a los bloques

altos y emergidos. En el valle de San Marcos, la Formación San Marcos (Neocomiano) sobreyace a las capas Tanque Cuatro Palmas; éstas a su vez sobreyacen a las capas Sierra El Granizo; finalmente, estas últimas, se encuentran sobre las capas Las Palomas. Estas capas, divididas informalmente por McKee *et al.* (1990), han sido correlacionadas con la Formación La Casita, del Jurásico Superior. En Potrero Colorado, la Formación San Marcos (Cretácico Inferior) sobreyace en discordancia a las capas Colorado (eoleanitas) y éstas, a su vez, a la parte superior de las capas Tanque Cuatro Palmas, ambas asignadas al Jurásico Superior. En esas localidades se da el nombre de Formación San Marcos a las rocas clásticas situadas en la margen noreste del Bloque de Coahuila, situadas sobre rocas jurásicas y que subyacen a la caliza Cupido-Cupido. La Formación San Marcos tiene extensión lateral echado abajo de la cuenca; en algunas localidades se interdigita con la unidad Menchaca, o bien sobreyace a la Formación Barril Viejo y se designa como Arcosa Patula (Imlay, 1938).

Las formaciones descritas en párrafos anteriores para la Cuenca de Sabinas cambian de litofacies y ambientes a otras localidades (Figura 1), donde se correlacionan con las formaciones Taraises (Imlay, 1936), Tamaulipas Inferior (Muir, 1936), La Carbonera (Imlay, 1940; Eguiluz de Antuñano, 1990a), Navarrete (Haenggi, 1966), Las Vigas, y Cuchillo (Burrows, 1910).

La correlación de secuencias que se presenta en este trabajo, aunado a otros datos, sirvió para elaborar la distribución paleogeográfica de facies, la evaluación de *plays* y el análisis de los recursos petroleros de la Cuenca de Sabinas (Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007).

2. Secciones estratigráficas

La Figura 2 muestra la ubicación de cuatro secciones de correlación estratigráfica en la Cuenca de Sabinas. Las secciones 1-1', 2-2' y 3-3' (Figuras 3, 4 y 5) son transversales a la cuenca, mientras que la sección 4-4' (Figura 6) es longitudinal a su parte axial. Las secciones muestran los datos con los que se realiza la correlación de unidades estratigráficas y la interpretación de tratos de secuencias presentada en este trabajo. Así mismo, se incluyen los contactos estratigráficos de las formaciones y el apoyo paleontológico que permite asignar la edad relativa a estas unidades.

Para realizar el análisis de secuencia se tomó como referencia inferior la litología y el límite Jurásico-Cretácico, controlado en su base por la desaparición de amonitas del Jurásico y del género *Crassicollaria*, mientras que el límite superior del intervalo de estudio corresponde con la litología de la Formación La Peña y la presencia de amonitas del Aptiano inferior o la aparición de *Nannoconus truitti* Bronnimann, *N. elongatus* Bronnimann, *N. minutus* Bronnimann y *Globigerinelloides ferreolensis*. Regionalmente, el límite litoestratigráfico inferior (Formación La Casita) es diacrónico (Cantú-Chapa, 1999; Addate *et al.*,

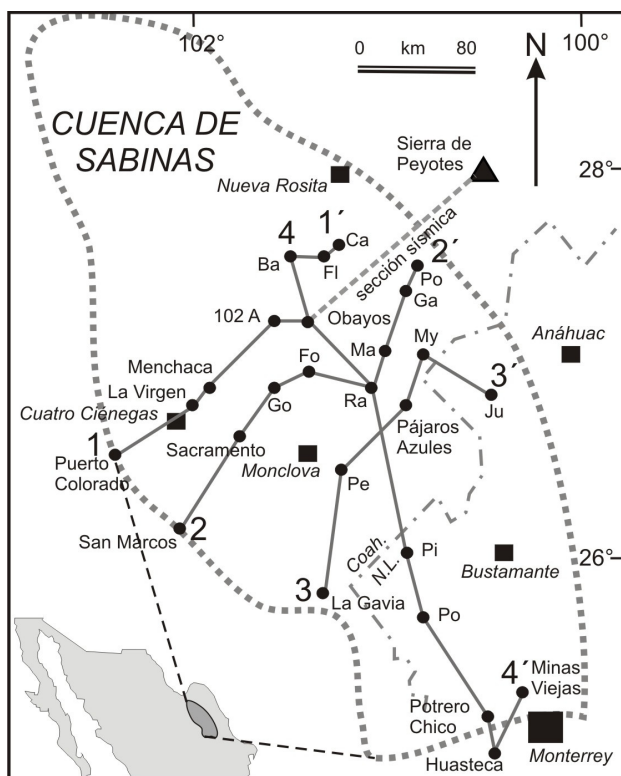


Figura 2. Localización de la Cuenca de Sabinas y ubicación de las localidades en las secciones estratigráficas 1-1', 2-2', 3-3' y 4-4' y la sección sísmica de la Figura 9.

2001), mientras que el límite litoestratigráfico superior (Formación La Peña) se consideró sincrónico.

En el intervalo de edad señalado, en la Cuenca de Sabinas, se formó una plataforma de tipo rampa (Ahr, 1973) con variación de litofacies predominantemente silícicas en sus márgenes noreste y suroeste, mientras que en su parte central predominaron carbonatos y evaporitas, favorecidos por restricción de circulación de agua marina de salinidad normal motivada por el emplazamiento de una barrera con montículos orgánicos (Murillo-Muñetón y Dorobek, 2003). Los bloques paleogeográficos emergidos aportaron detritos derivados de ellos (Krutak, 1965; McKee *et al.*, 1990).

En las márgenes de la cuenca quedaron evidencias claras de regresiones y transgresiones, mientras que echado abajo o en la parte distal de la cuenca, los registros litológicos muestran sucesión gradual de estratos granocrecientes, con cambios litológicos que pueden correlacionarse con las regresiones y transgresiones al margen de ésta. Para el Aptiano desaparecieron las condiciones señaladas y una transgresión mayor cubrió con sedimentos marinos a los bloques de Coahuila y de Tamaulipas.

En el intervalo Berriasiano-Aptiano de este trabajo se reconocen tres discordancias mayores, con sus respectivas concordancias correlativas, que delimitan a su vez a tres secuencias estratigráficas. Un límite está en el tercio inferior de la Formación Menchaca, marcado por el

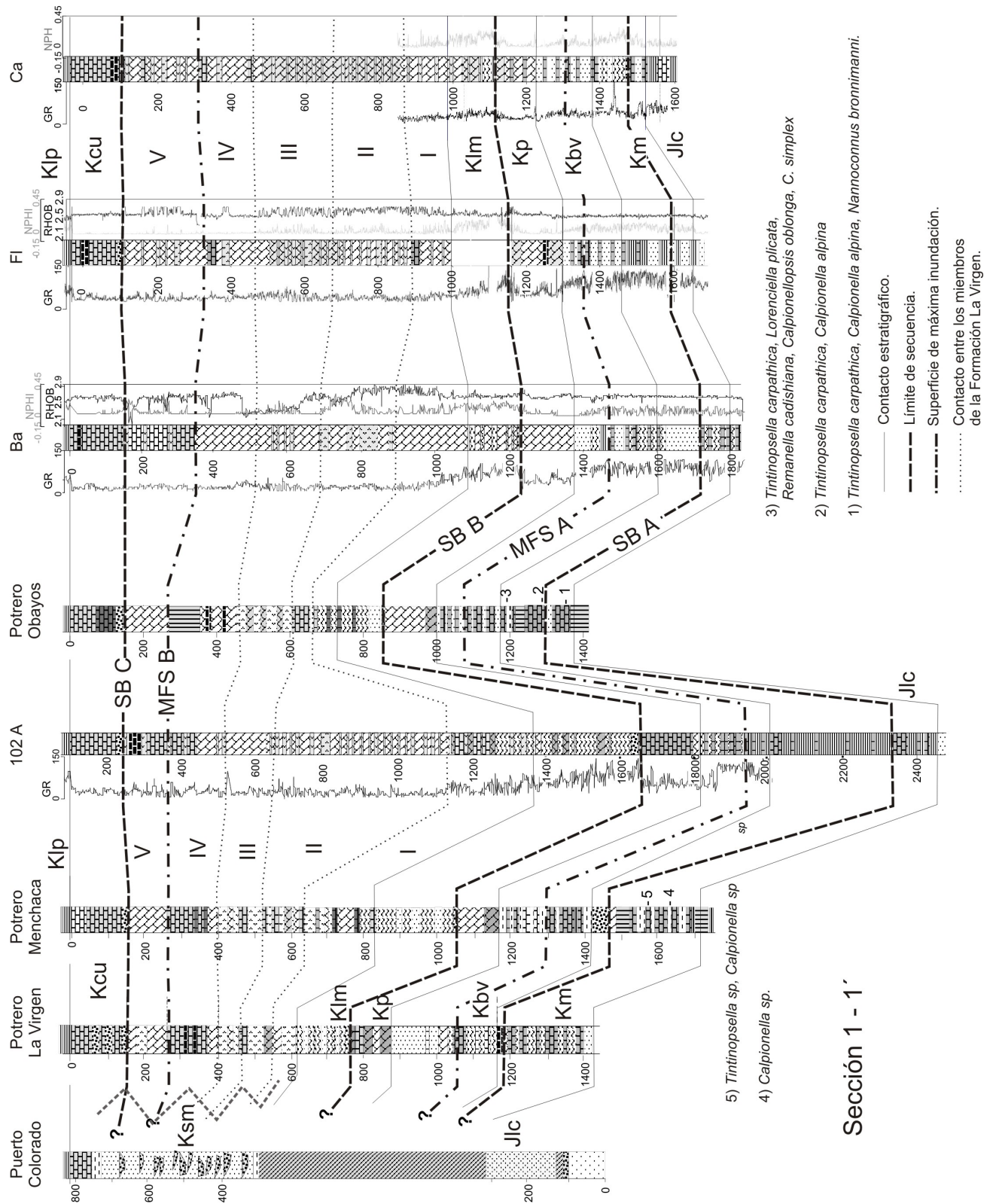


Figura 3. Sección estratigráfica 1-1' (ver Figura 2).

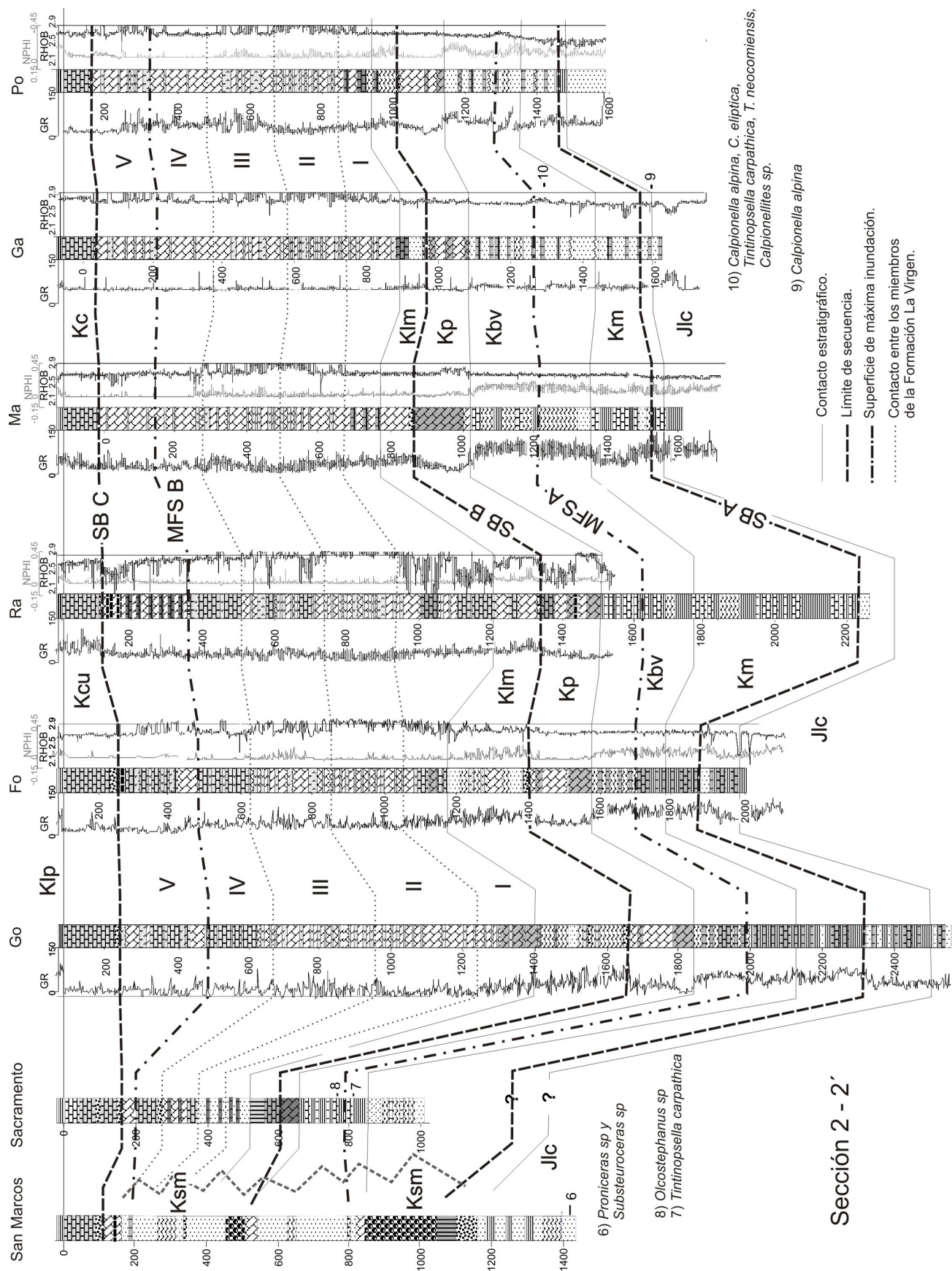


Figura 4. Sección estratigráfica 2-2' (ver Figura 2).

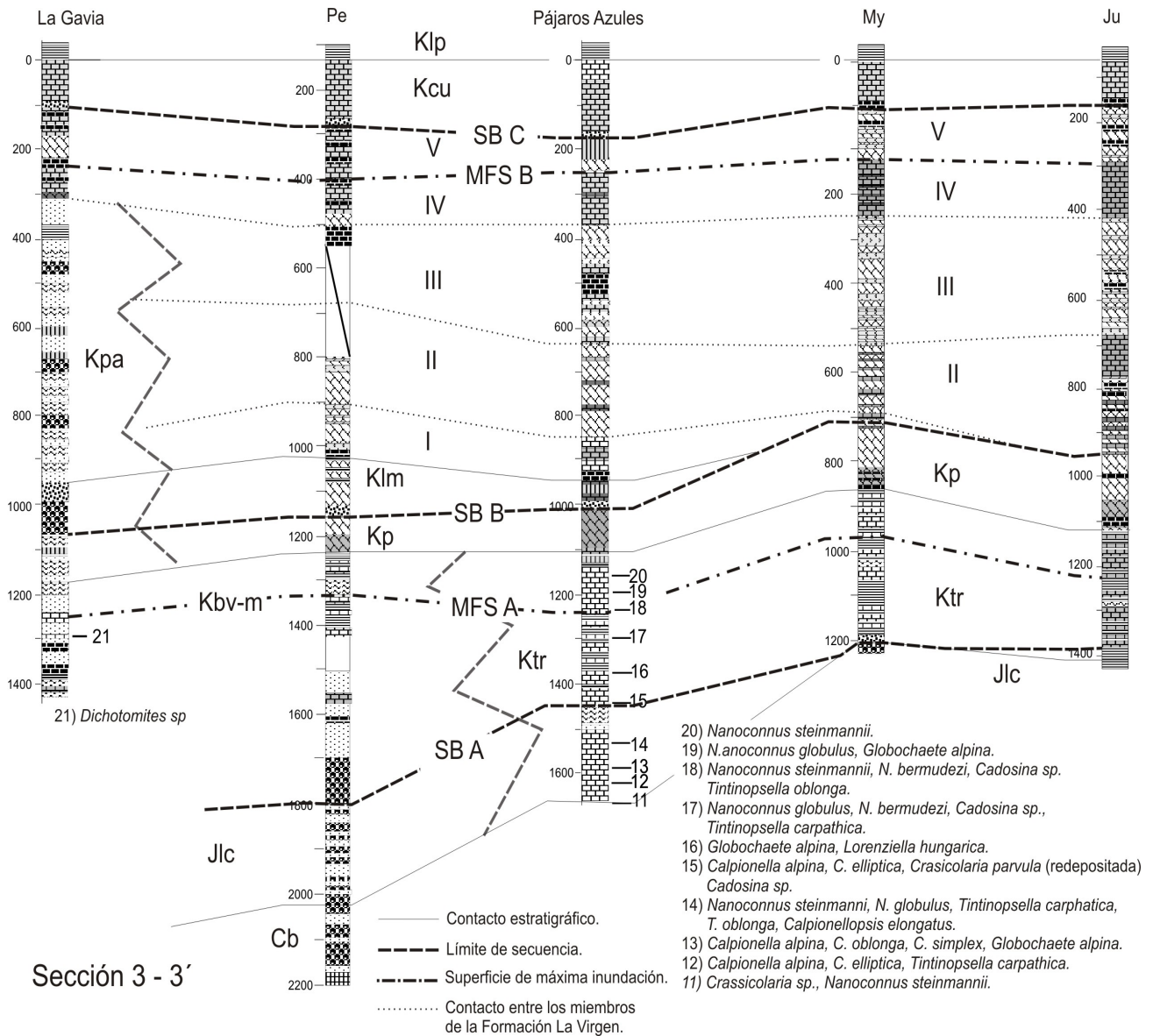


Figura 5. Sección estratigráfica 3-3' (ver Figura 2).

cambio litológico entre litofacies y biofacies pelágicas del Berriasiano, que incluye depósitos terrígenos y subyace a un contraste litológico granodecreciente o pelítico. El siguiente límite está representado por el cambio litológico de carbonatos de la Formación Padilla y terrígenos de la Formación La Mula; preliminarmente se sitúa en el Hauteriviano. El tercer límite se presenta como una superficie discordante paralela, que ocurre entre la Formación La Virgen o Formación Cupido y la informalmente definida formación Cupidito (Wilson y Piali, 1977), posiblemente situada en la base del Aptiano Inferior (Figura 1).

Cada límite de secuencia tiene evidencia física en afloramientos, mientras que en registro de pozos y sísmica, el conjunto de datos litológicos, paleontológicos o geofísicos sustentan su interpretación.

2.1. Límite de secuencia A (SB-A)

En las localidades de San Marcos, Menchaca, Obayos y La Huasteca (Figuras 3, 4 y 6), entre la cima del Jurásico Superior y el Berriasiano, aflora una sucesión de litofacies someras, formadas por ciclos siliciclásticos que incrementan su granulometría y culminan con una discordancia; este arreglo marca una regresión, dentro de un tracto estratigráfico de nivel alto. En los potreros de Obayos, Menchaca y La Huasteca, la presencia de *Neocomites densestriatus* Burckhardt, *Subthurmania* sp., *Spiticeras uhligi* Burckhardt y *S. binodum*, y de los microfósiles *Calpionella alpina* y *C. elliptica*, con ausencia de *Crassicollaria* sp., según la localidad, indican que el Berriasiano está presente, o cuando menos una parte de este piso.

En la sección de San Marcos, las capas Tanque Cuatro Palmas contienen los géneros *Proniceras* y *Substeuroceras* del Jurásico Superior, la sucesión de estratos es granocreciente y la litología varía de ambiente marino a un ambiente fluvial y continental para la Formación San Marcos; este acomodo indica una regresión. Potrero Colorado (Figura 3) es la exposición de litofacies más externa de la Cuenca de Sabinas. En esta columna se agrupa a las eolianitas de Potrero Colorado y las capas Tanque Cuatro Palmas (asignadas al Jurásico Superior), separándolas del resto de los estratos de la Formación San Marcos (Neocomiano). Entre las capas del Jurásico y del Cretácico existe un intervalo de erosión o no depósito en esta columna, dado que la Formación San Marcos y las eolianitas de Potrero Colorado están separadas por una discordancia paralela (McKee *et al.*, 1990), tienen firmas con posiciones paleomagnéticas diferentes (González-Naranjo *et al.*, 2008) y muestran diferencias notables de espesor y correlación estratigráfica entre las columnas de Potrero Colorado y San Marcos (Figuras 3 y 4).

Los pozos Virgen 1, Ba, Fl, Ca, Go, Fo, Ra, Ma, Ga y Po presentan en el contacto Jurásico-Cretácico una variación litológica que gradúa en ascenso estratigráfico de lutita a caliza arcillosa, con intercalaciones de arenisca. Estas capas contienen *Calpionella alpina* y no presentan *Crassicolaria*, lo cual indica la base del Berriasiano. Los espesores siliciclásticos son gruesos hacia los bordes de la cuenca, pero se adelgazan hacia el interior de ésta. Lo mismo ocurre con el tamaño de grano al aumentar la distancia a la fuente de aporte, con grano grueso a medio hacia los bordes de la cuenca y grano fino en la parte distal. Las firmas geofísicas de los registros confirman el cambio litológico y muestran un rasgo similar y constante a través de la cuenca. Este contraste litológico regional culmina en una superficie que se referirá aquí como el límite de secuencia A o SB-A (*Sequence Boundary A*).

Los datos anteriores sugieren que a finales del Jurásico y en el Berriasiano Inferior hubo una regresión en la Cuenca de Sabinas. Esta regresión provocó una progradación de siliciclastos en las márgenes de la cuenca, correspondiente a un tracto de nivel alto, acompañada con erosión en las zonas más externas; mientras que echado abajo en la cuenca se presenta como abanicos de piso de cuenca sobre los que hay una concordancia correlativa respecto a la discordancia echado arriba y, por ende, esta superficie es un límite de secuencia que se postula pudo ocurrir en el Berriasiano. En la porción profunda de la cuenca (pozos 102A, Go, Fo, Ra, Pi y Pp, y localidades Menchaca, Obayos y Pájaros Azules), el límite de la secuencia A se ubicó sobre la cima de las sucesiones arenosas (abanicos de piso de cuenca y depósitos de cuña), consideradas como el tracto en el punto más bajo en la caída relativa del nivel del mar, siguiendo el criterio de Hunt y Tucker (1992).

En afloramientos de otras localidades al margen de la cuenca, se observó que la erosión de esta superficie de discordancia removió estratos más viejos y descansa amalga-

mada sobre capas de arenisca del Jurásico Superior, como pudiera ser el caso en algunos pozos.

2.2. Tracto transgresivo A (TST-A)

Sobre el límite de secuencia anterior, se presenta en las partes marginales de la cuenca una sucesión de estratos granodecrecientes, que gradúan de ambiente somero hacia ambiente profundo. Este acomodo refleja un evento transgresivo al que se denomina como el tracto transgresivo A o TST-A (*Transgressive Systems Tract A*). Su contenido fosilífero es escaso: *Thurmanniceras* sp., *Calpionellites darderi* y *Lorenziella hungarica* que, aunados a otros fósiles de mayor alcance estratigráfico, indican una edad del Valanginiano Inferior o incluso de finales del Berriasiano. Las columnas de superficie representativas de este evento se encuentran en La Huasteca, Pájaros Azules y Menchaca (Vokes, 1963; Humphrey y Díaz, 2003).

De acuerdo con la ubicación del pozo en la cuenca, con registros y litología resultan dos escenarios de contraste (Figura 7). En la parte distal y más profunda de la cuenca (pozos 102A, Go, Fo, Pi, Pp y Sierra Pájaros Azules) hay espesores delgados de caliza *mudstone*, arenisca fina, limolita y lutita intercalada. En la parte proximal y más somera de la cuenca (pozos Ma, Ga, Pr, Ba, Pe, Fl y Ca) las capas de arenisca y conglomerado que sobreyacen a la discordancia paralela representan el tracto transgresivo A (TST-A). Estas sucesiones estratigráficas son gruesas y tienen una firma poco definida en el registro geofísico (Figuras 3 y 4). El contenido de fósiles es escaso y no permite una definición bioestratigráfica clara. Un rasgo constante en superficie y subsuelo en la composición mineralógica de la arenisca en el tracto transgresivo; consiste en la abundancia de feldespato, con un porcentaje promedio mayor que el de los líticos (Q_{50}, F_{40}, L_{10}).

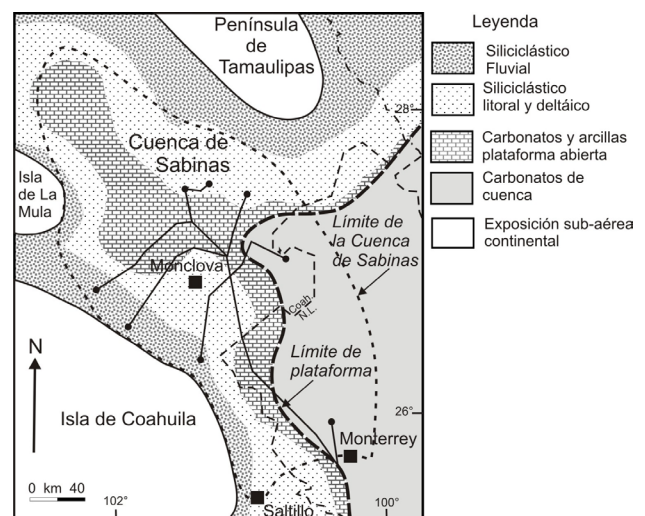


Figura 7. Distribución paleogeográfica de litofacies para la base del tracto transgresivo TST-A, en el Valanginiano Inferior.

La localidad La Huasteca merece especial atención. Se identifica ahí un conglomerado muy delgado, con matriz arenosa, que separa a dos sucesiones estratigráficas. La superficie de erosión está canalizada y tiene incisión sobre capas inferiores de arenisca. La sucesión inferior bajo la discordancia es arcosa de color oscuro o negro, con intemperismo color verdoso, en ciclos granocrecientes hacia la cima. La porción más baja de estas areniscas es de granulometría fina y su base está constituida por lutitas negras que contienen amonitas del Kimmeridgiano, mientras que las capas de arenisca superiores tienen muy escasas formas de amonitas del Tithoniano. Estas litologías pertenecen a la Formación La Casita.

Sobre el conglomerado arriba descrito, aparecen pocos metros de subarcosas (Q_{75} , F_{15} , L_{10}) de color gris claro y ocre, granodecrecientes hacia la cima. Poseen horizontes con lamelibranchios (ostras) y, finalmente, pasan en su cima a un cuerpo de caliza packstone (miembro Nogales o Knowles) con abundantes corales, algas, briozoarios, esponjas y amonitas de gran tamaño y costillas prominentes. Vokes (1963) situó genéricamente estas amonitas en el Valanginiano. Por el conjunto genérico, su microfauna y por posición estratigráfica, se consideró que el miembro Nogales pudiera ser del Valanginiano Inferior (Eguiluz de Antuñano y Aranda, 1994), ya que en estratos superiores, dentro de caliza y lutita, se presenta *Distoloceras* sp., que indica una edad del Valanginiano Superior-Hauteriviano Inferior. De manera preliminar, las amonitas en el miembro Nogales, según Abelardo Cantú (comunicación personal), posiblemente pertenecen al Berriasiano. Estas observaciones confirman que el tracto transgresivo inició, cuando menos, en el Berriasiano y que el límite de secuencia inferior puede incluirse en este piso, con apoyo en los datos de pozos de la Cuenca de Sabinas y de la sección en Villa Juárez, Durango, que se describirá más adelante.

2.3. Superficie de máxima inundación A (MFS-A)

Sobre el tracto transgresivo TST-A ocurre un cambio litológico gradual de extensión regional marcado por sucesiones granodecrecientes de siliciclastos e incremento de lutita, limolita y caliza arcillosa, con una abundancia de fauna representada por *Dichotomites multicostatus* Imlay, *Olcostephanus* sp., *Distoloceras* sp., *Neocomites* sp., *Leopoldia crassicostata* Imlay, *L. truncata*, *L. victoriensis*, *Acanthodiscus magnificus* Imlay y *A. cf. radiatus* Brugiére (Imlay, 1940), así como la abundancia de calpionélidos, *Tintinopsella carpathica*, *Stenosemellopsis* sp., *Nanoconus globulus*, *N. steinmannii*, *N. bermudezi*, *N. darderi*, *Lorenziella hungarica* y otros organismos que abundan y se concentran en estas rocas; el conjunto indica una edad del Valanginiano Superior-Hauteriviano Inferior. En las columnas de superficie y subsuelo se observa este rasgo que indica la profundización de ambientes en la cuenca (Figuras 3, 4, 5, 6 y 8). En la sierra de San Marcos esta superficie de máxima inundación la representa un espesor

delgado de carbonato dolomitizado, que sobreyacen a un conglomerado de espesor grueso. En el potrero de Sacramento y los pozos Virgen 1 y Pe, el espesor de carbonato se engrosa y tiene lutita, mientras que en La Gavia, Menchaca, La Huasteca, Potrero Chico, Obayos y demás pozos de la zona profunda de la cuenca, se presenta con una litología marcadamente siliciclástica fina (limolita y lutita) o con carbonato pelágico (Figura 8). El borde noreste de la cuenca encubre parcialmente esta respuesta litológica, debido a la concentración de estratos amalgamados de arenisca y acomodo por agradación. Sin embargo, en el registro de rayos gama puede distinguirse una marca arcillosa y persistente que correlaciona este evento (pozos Ma, Ga, Po, Ca, Fl y Ba).

La porción de grano más fino en el intervalo, con biofacies y litofacies más profundas de este tracto, al que se denomina superficie de máxima inundación A o MFS-A (*Maximun Flooding Surface A*), representa la litofacies de depósito con profundidad relativa mayor de esta secuencia (Figuras 3, 4, 5, 6 y 8) y se encuentra dentro de la Formación Barril Viejo.

2.4. Tracto regresivo A (RST-A)

La superficie de máxima inundación descrita anteriormente (MFS-A) subyace a una sucesión de capas que incrementan su contenido arenoso hacia la cima, con predominio de feldespatos sobre líticos, y texturas granocrecientes ubicadas en la cima de la Formación Barril Viejo. Se observa este comportamiento en columnas de superficie y en el subsuelo con el registro de rayos gama (sierras de Obayos, La Gavia, Sacramento, y pozos Fo, Ba, Pp, Fl y Ca). En otros pozos y en superficie la respuesta no es clara por varias circunstancias: (1) el cambio litológico no se presenta por estar la columna en la zona distal de la cuenca

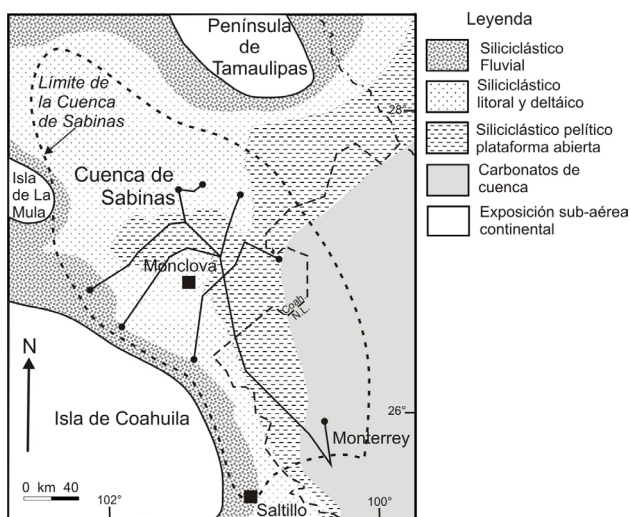


Figura 8. Distribución paleogeográfica de litofacies para la superficie de máxima inundación MFS-A, en la cima del Valanginiano Superior-Hauteriviano Inferior.

y lejana a la fuente de aporte (pozos Go, 102A, Ra, Ma, Pi, My, Ju y sierras de Pájaros Azules y Menchaca); (2) las columnas están ubicadas hacia zonas marginales de la cuenca, en donde la sucesión litológica está amalgamada, cercanas a las zonas de mayor aporte de siliciclastos (localidades de San Marcos, Virgen 1, y pozos Ga, Po, Pe, etc.); o bien (3) la carencia o la calidad inadecuada del registro geofísico en el pozo.

La Formación Padilla (parte inferior del Sistema Sedimentario Cupido) está constituida por carbonatos y tiene una respuesta clara en la curva de registros de pozos y resalta en afloramientos. Su edad es imprecisa, debido a que carece de fósiles índice y sus organismos bentónicos no tienen la resolución apropiada para el control de su edad; por posición estratigráfica sobreyace a la Formación Barril Viejo y se la sitúa en el Hauteriviano Superior. El modelo de depósito de este intervalo indica que es una sucesión sedimentaria que progradó echado abajo de la rampa sedimentaria (Figura 6). El conjunto litológico bipartito de la cima de la Formación Barril Viejo y La Formación Padilla se considera que pertenece a un evento regresivo, que se generó como un tracto de nivel alto, que termina con una superficie de erosión, con discordancia paralela como límite de secuencia y su correspondiente concordancia correlativa echado abajo de la cuenca; límite incluido dentro de la Formación Taraises. A este tracto se le denomina tracto regresivo A o RST-A (*Regressive Systems Tract A*).

2.5. Límite de secuencia B (SB-B)

La cima de la Formación Padilla está cortada por una superficie de erosión que aflora en la localidad de Potrero de Menchaca. Esta superficie está cubierta por una brecha y un conglomerado de clastos gruesos, que pasan de forma granodecreciente a arenisca y limolita, de ambiente marginal somero, que pertenecen a la Formación La Mula. Esta superficie de erosión es una discordancia paralela y será referida en este trabajo como el límite de secuencia B o SB-B (*Sequence Boundary B*). Este límite marca el extremo superior de la Secuencia A, que inició en el Berriasiano y culminó posiblemente en el Hauteriviano Superior, en la cima de la Formación Padilla. El contraste litológico brusco entre la Formación Padilla y la Formación La Mula puede observarse con la firma geofísica y cambio litológico abrupto en todos los pozos en la cuenca.

En superficie, en la columna de San Marcos, la discordancia pudiera situarse entre un cuerpo de dolomía que subyace a un conglomerado intercalado entre la sección clástica de la Formación San Marcos, mientras que en las localidades Sacramento, Virgen 1 y Obayos, el contacto es nítido y brusco entre las litologías descritas (Figuras 3, 4, 5 y 6). En la localidad La Gavia no está la Formación Padilla; se presenta un cambio de facies y existen varios horizontes de conglomerados, arcosas rojizas y verdes, limolitas y evaporitas. Se propone que el cuerpo de conglomerado de espesor más grueso, dentro de los siliciclastos de color

rojizo (Formación Patula), que sobreyace a la Formación Barril Viejo con *Dichotomites* sp. en su cima (Figura 5), pudiera ser el candidato más conveniente para representar a esta regresión. Por el contrario, en otras localidades de la Cuenca de Sabinas y su periferia (Pájaros Azules, My, Ju, Ra, Pi, Pp, Potrero Chico, La Huasteca y Minas Viejas), no se observa el contraste litológico porque los siliciclastos de la Formación La Mula se acuan (Figura 9), por lo que pueden interpretarse varias opciones: (1) que exista un cambio de litofacies a carbonatos indistinguibles entre las unidades que la limitan verticalmente; (2) que no exista depósito; o bien, (3) que se presente su límite como concordancia correlativa.

En los pozos Ra y Pp la firma geofísica de la cima de la Formación Padilla es clara y puede corresponder a una discordancia como se propone para los pozos My y Ju, mientras que en las secciones de Potrero Chico, La Huasteca y Minas Viejas puede corresponder a una concordancia correlativa (Figuras 4 y 5).

2.6. Tracto transgresivo B (TST-B)

La sucesión estratigráfica entre la Formación La Mula y los cuerpos I, II y III de la Formación La Virgen son una secuencia transgresiva. La base para apoyar esta proposición está sustentada en secciones sísmicas que muestran traslape (*onlap*) de los cuerpos señalados, que cubren en espacio y tiempo al Bloque de Tamaulipas (Figuras 4, 5, 6 y 10). En los pozos más proximales, echado arriba de la cuenca, los miembros I y II de la Formación La Virgen se acuan o no se reconocen (pozos My y Ju). Otro apoyo para sustentar esta transgresión se basa en que para este intervalo sedimentario, el Bloque de Tamaulipas es cubierto por sedimentos marinos que reducen su extensión continental como resultado del avance de la línea costera hacia el noreste con respecto a la línea de costa del Hauteriviano Inferior (Figuras 7, 8, 9 y 10). En el borde suroeste de la

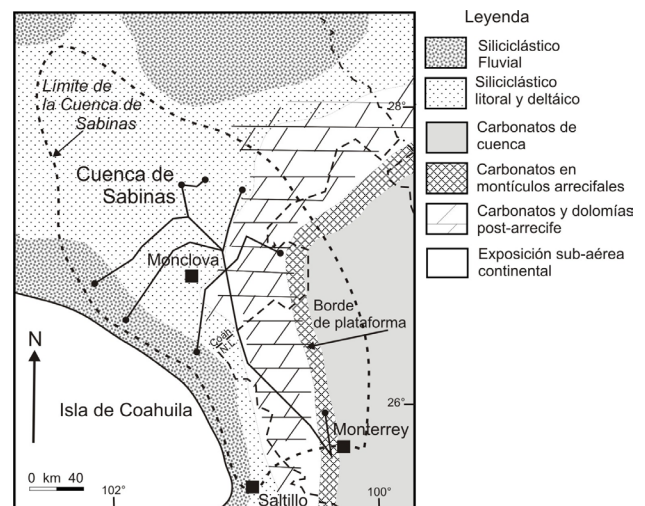


Figura 9. Distribución paleogeográfica de litofacies para la base del tracto transgresivo TST-B, en el Hauteriviano Superior.

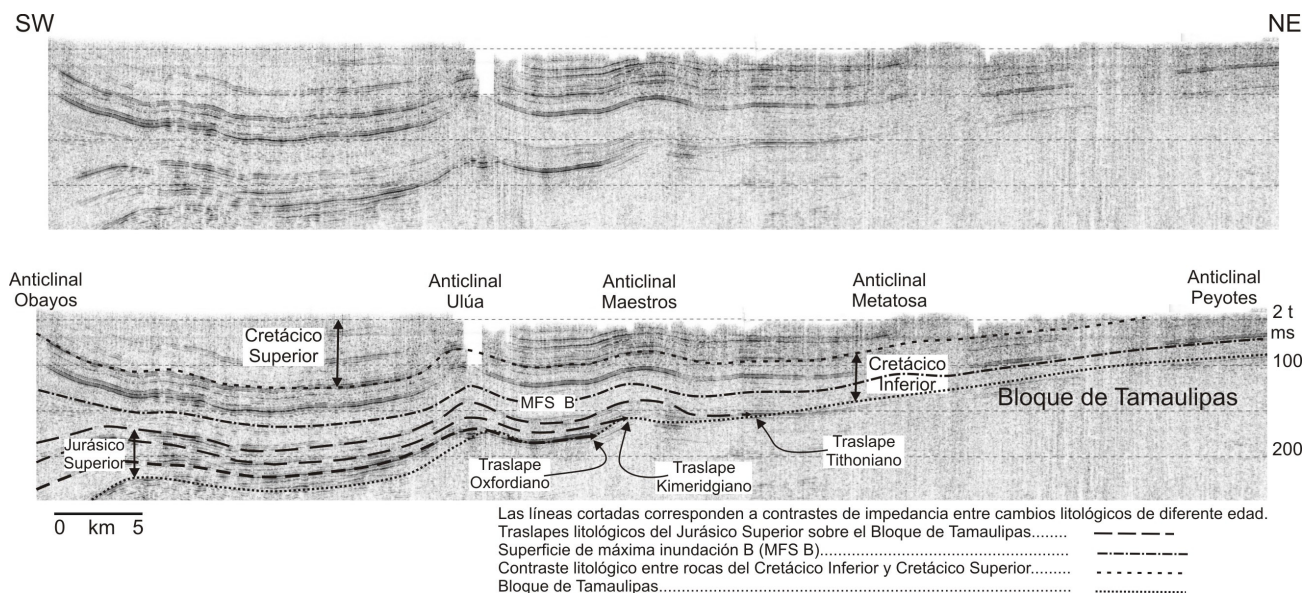


Figura 10. Sección sísmica entre las sierras de Obayos y Peyotes. Se observan los acunamientos transgresivos de traslape (*onlap*) de las unidades jurásicas y del Cretácico Inferior (La Virgen), sobre el Bloque de Tamaulipas. Escala vertical en milisegundos.

Cuenca de Sabinas y su límite con el Bloque de Coahuila se concentraron depósitos siliciclásticos. Las columnas de La Gavia, San Marcos y Potrero Colorado sugieren la idea de que este borde fue abrupto (Figuras 4, 5 y 6) y no están los miembros de la base de la Formación La Virgen, mientras que en las columnas de los potreros de Sacramento y La Virgen se observa adelgazamiento del espesor de los miembros I, II y III, posiblemente originado por no depósito o repetidas erosiones locales. El borde distal del Sistema Sedimentario Cupido hacia el ancestral Golfo de México agrandó y, en general, permitió mayor espacio de acomodo en las partes profundas de la cuenca, para precipitar un espesor potente de sedimentos (carbonatos y evaporitas). Las características litológicas anteriores sustentan la idea de proponer en este trabajo el tracto transgresivo B o TST-B (*Transgressive Systems Tract B*).

2.7. Superficie de máxima inundación B (MFS-B)

El miembro IV de la Formación La Virgen se caracteriza por ser un intervalo de carbonatos lagunares, con ausencia de evaporitas respecto a los miembros antecedentes y al cuerpo V de esta formación (Tabla 1). La firma geofísica del miembro IV en todos los pozos muestra una diferencia con respecto a los otros miembros, motivo por el que se considera que este miembro corresponde a una zona lagunar, de sedimentación relativamente más profunda y candidata para considerarse una superficie de mayor inundación en el intervalo de la Formación La Virgen (Figura 11). Se propone designar a este miembro como superficie de máxima inundación B o MFS-B (*Maximum Flooding Surface B*), mientras que el miembro V, por sus características litológicas, con relativamente mayor porcentaje de evaporitas y por sus relaciones estratigráficas, representa

Tabla 1. Espesores y porcentajes petrofísicos de anhidrita en los miembros II y IV de la Formación La Virgen en pozos de la Cuenca de Sabinas.

POZO	Miembro	Anhidrita (m)	Anhidrita %
Med-8x	IV	135	0.05
	II	195	0.78
Ga	IV	130	0.03
	II	155	0.76
Po	IV	130	0.01
	II	150	0.72
Ba	IV*	160	0.07
	II*	200	0.32
Mae	IV	140	0.01
	II	110	0.70
Ula	IV*	140	0.22
	II*	160	0.60
Moc-1	IV	180	0.1
	II	220	0.9
Moc-5	IV	150	0.10
	II	220	0.89

un período de regresión. Por las características de su depósito, los organismos bentónicos que contiene la Formación La Virgen no son apropiados para asignar edad alguna. Con base en su posición estratigráfica, posiblemente se depositaron en el Hauteriviano terminal-Barremiano. En la sierras de Simón y de Lorenzeña, Zacatecas, existe un conspicuo cuerpo arcilloso en el tercio superior de la Formación Tamaulipas Inferior, que puede indicar la posible introducción de arcilla hacia la cuenca, producida por la erosión de áreas que se inundaron y aportaron material sili-

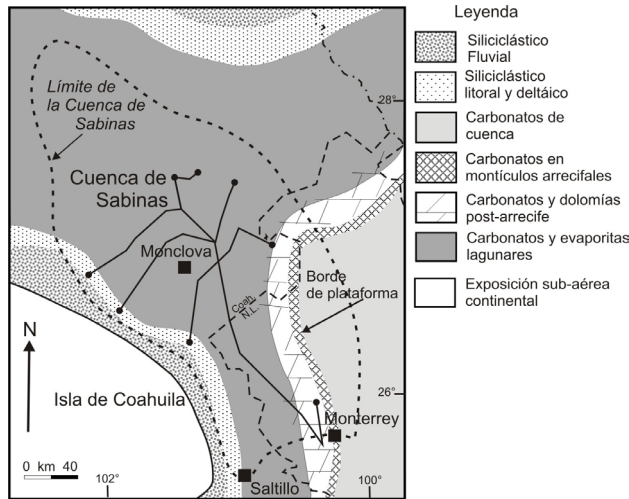


Figura 11. Distribución paleogeográfica de litofacies del miembro IV de la Formación La Virgen, el borde del Sistema Sedimentario Cupido y su cambio a litofacies de cuenca de la Formación Tamaulipas Inferior, durante el Barremiano.

ciclástico a la cuenca. Esta litología contiene *Pulchellia* sp. y, por su posición estratigráfica, pudiera estar relacionada con la superficie de máxima inundación presente hacia la cima del Sistema Sedimentario Cupido y quedar esta superficie de inundación en el Barremiano.

En las partes más externas de la cuenca (sierras La Gavia, San Marcos y La Virgen), existen capas de carbonatos dolomitizados y terrígenos intercalados, que se consideran correlativos con las unidades IV y V de la Formación La Virgen, sin poder definir con mayor detalle sus límites.

2.8. Tracto regresivo B (RST-B) y el límite de secuencia C (SB-C)

El miembro V de la Formación La Virgen contiene evaporitas, dolomías y carbonatos dolomitizados de alta energía, que indican una somerización del ambiente lagunar respecto al miembro IV de esa unidad (Tabla 1). Este miembro en su cima tiene una superficie de erosión, por lo tanto, el conjunto representa una regresión que se nombra como tracto regresivo B o RST-B (*Regressive Systems Tract B*). La cima del miembro V subyace a una superficie de erosión que tiene relleno de calcarenitas y de brechas de carbonatos, evaporitas calcitizadas y fragmentos de lutita de granulometría variable, desde el tamaño de arena, hasta bloques de 10 a 20 cm de diámetro; el espesor de este cuerpo puede variar desde varios centímetros hasta 6 m. Algunos autores consideraron a estas brechas como colapso en niveles de evaporita (Charleston, 1973; Márquez, 1979), mientras que otros (Lehmann *et al.*, 1998, 2000; Goldhammer, 1999) lo consideran como el límite de una secuencia mayor.

En todas las columnas de superficie de este trabajo se presenta de manera regional esta discordancia. En el sub-

suelo se muestra la somerización litológica del miembro V, con litofacies de evaporitas y carbonatos de energía alta (calizas *packstone* y *grainstone*) que pueden pertenecer a la base de la discordancia y a la cima del miembro V, que se hace de ambiente más somero bajo la discordancia indicada. En contraste, la caliza Cupidito, que sobreyace a la discordancia paralela, tiene, de la base a la cima, una litología de calizas *wackestone* y *packstone* a calizas *mudstone*, que indica que el ambiente de depósito se profundiza sobre la discordancia. En la columna Minas Viejas situada en el borde del Sistema Sedimentario Cupido, se presenta una sección de poco espesor. En el tercio superior de esta columna existe una brecha delgada, que en este trabajo se considera independiente al talud de la plataforma lagunar y que pudiera representar a esta discordancia. Esta discordancia se denomina en este trabajo como el límite de secuencia C o SB-C (*Sequence Boundary C*).

En el tercio superior de la Formación Tamaulipas Inferior no se ha reportado la presencia de discordancias, y la interrupción sedimentaria señalada puede estar representada en las litofacies de cuenca como una concordancia correlativa, en donde pudieran existir condiciones favorables para controlar su edad con base en organismos planctónicos, pero por el momento se carece de estos datos paleontológicos.

2.9. Tracto transgresivo C (TST-C) y superficie de máxima inundación C (MFS-C)

La formación Cupidito se presenta con una litología heterogénea. En ocasiones, consiste de calizas *mudstone* y *wackestone* de bioclastos (de ambiente lagunar) y en otras ocasiones de calizas *packstone* de litoclastos y bioclastos dolomitizados (calcarenitas de energía alta). En ambos casos la litología depende de su posición con respecto al borde de montículos arrecifales del Sistema Sedimentario Cupido (Murillo-Muñetón y Dorobeck, 2003). La formación Cupidito descansa en discordancia paralela a la superficie de erosión regional SB-C y su litología representa un depósito transgresivo al que se denomina en este trabajo como tracto transgresivo C o TST-C (*Transgressive Systems Tract C*). La cima de esta unidad pasa en contacto transicional rápido hacia la Formación La Peña, constituida por lutita y caliza *mudstone* con abundancia de fósiles. La Formación La Peña representa un depósito de inundación no mostrado en las columnas de superficie y subsuelo (Figuras 4, 5 y 6) a la que se denomina, con reservas, como superficie de máxima inundación C o MFS-C (*Maximum Flooding Surface C*).

En el área de Monterrey, sobre la discordancia C, la caliza Cupidito presenta ambientes de prearrecife con litofacies de *packstone* y arrecife con parches de *boundstone* de rudistas, en una posición que sugiere la retracción al oeste-suroeste del borde del Sistema Sedimentario Cupido, desde la sierra de la Silla, hacia el oeste de la localidad La Huasteca (Figura 12). Datos estructurales (Marrett y

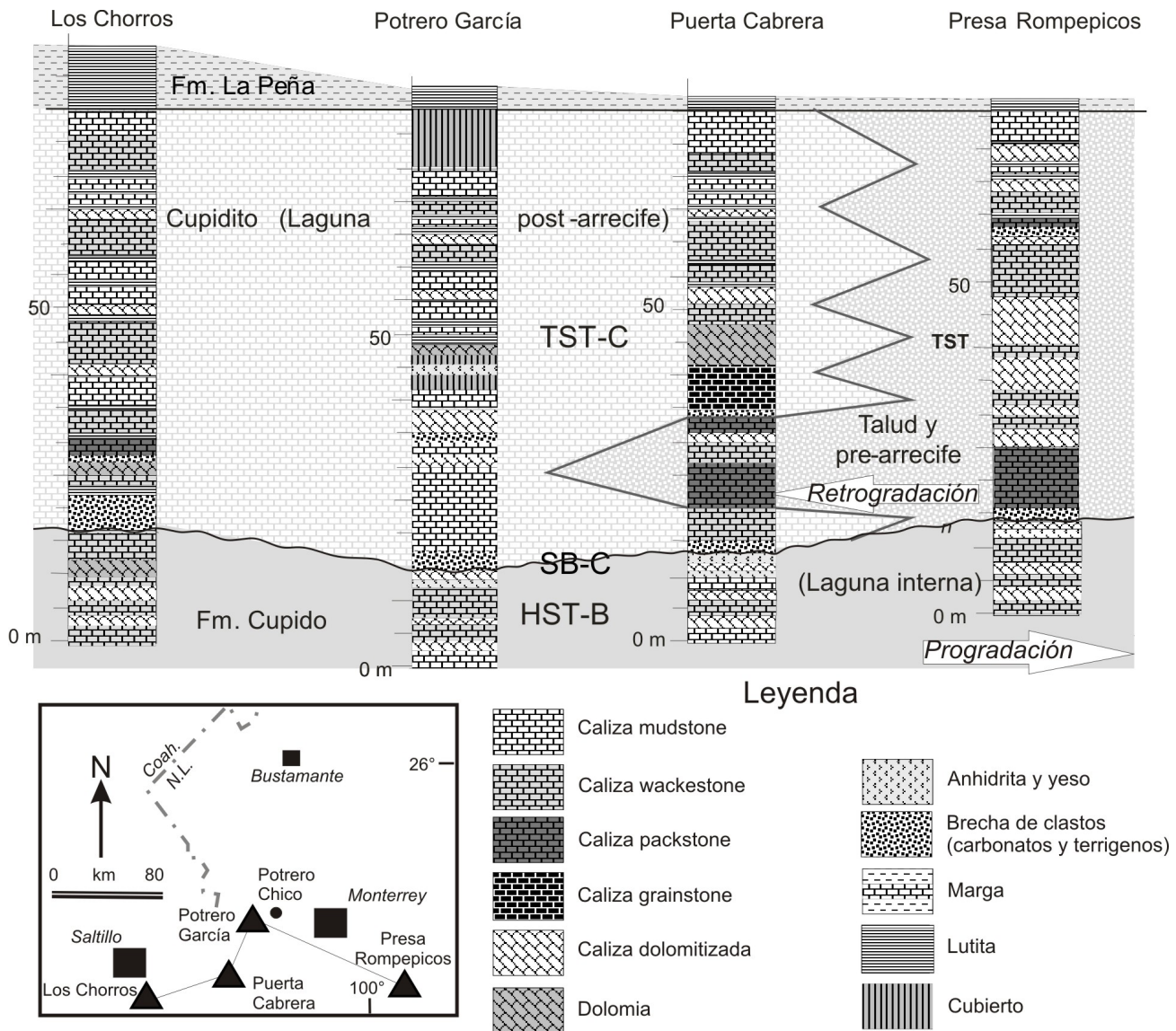


Figura 12. Modelo de depósito para la formación Cupidito, su relación con el límite de secuencia de 124 Ma y la retracción del borde de la plataforma del Sistema Sedimentario Cupido.

Laubach, 2001) indican que durante la sedimentación de esta unidad existieron fracturas contemporáneas al depósito, de componente de extensión general al este, congruentes al modelo sedimentario que se propone.

Adicionalmente, la Formación La Peña está constituida por *mudstones* siliciclásticos y calizas *mudstone*, con amonitas del Aptiano Inferior, Medio y Superior (Barragán Manzo y Méndez Franco, 2005). En la base de la Formación La Peña se encuentra la biozona de *Dufrenoyia justinae*, que certifica la presencia de la parte superior del Aptiano Inferior (Bedouliano), mientras que la biozona de *Hypacanthoplites* sp. indica el Aptiano Superior (Clansayense). Esta formación tiene espesores variable; hacia la posición interna que ocuparon las litofacies lagunares de la caliza Cupidito o en el borde externo del Sistema Sedimentario Cupido su espesor es grueso, mientras que en la

posición que ocupó el borde de este sistema, su espesor se reduce o desaparece por condensación o hiato (Eguiluz de Antuñano, 1990b). La sucesión estratigráfica de la caliza Cupidito a la Formación La Peña ocurre en un contacto transicional rápido; no muestra discontinuidad estratigráfica y, por lo tanto, es posible que la caliza Cupidito pudiera situarse en el Aptiano Inferior, y su depósito corresponder a la biozona de *Deshayesites* sp., amonita no reportada en el noreste de México por haber hiato, o bien porque el ambiente de depósito no fue propicio para su desarrollo.

La distribución de la Formación La Peña es muy amplia y cubrió a los bloques previamente emergidos de Coahuila y Tamaulipas, por lo que la cima de esta formación representa la continuidad transgresiva de mayor inundación sobre áreas previamente continentales.

Figura 13. Sección regional con la correlación de columnas estratigráficas que muestran las discordancias que representan los límites de la secuencia SB-A y su respectiva superficie de máxima inundación MFS-A. En algunas localidades, el límite de secuencia SB-B se puede observar como otro contacto discordante o como concordancia correlativa. Espesores en metros.

de la Formación La Virgen sucede lo contrario, ya que los ciclos son estratodecrecientes, con su cima en contacto estratigráfico discontinuo. Este contacto es separado por un cuerpo de carbonatos que subyace a litofacies equivalentes de la Formación La Peña, la cual presenta la litofacies pelíticas de distribución regional, controlada en edad por la presencia de *Dufrenoyia* sp. y otras amonitas.

La aproximación estratigráfica a la que se puede llegar en esta región es considerar que, entre el Berriasiano y el Aptiano Inferior, hay ciclos de regresión y transgresión. La regresión en el Berriasiano es representada por la trilogía compuesta por las formaciones La Casita, Navarrete y Las Vigas, aunque con datos poco claros para ubicar discordancias entre ellas. El ciclo transgresivo, caracterizado con cuatro mesosecuencias granodecrecientes hacia la cima (Ortuño, 1985), se vincula con la sucesión de evaporitas y carbonatos estratocrecientes hacia la cima de la Formación La Virgen (Cuchillo inferior). Ortuño (1985) agrega que la cima de la Formación La Virgen (cima de las evaporitas de la Formación Cuchillo definida por Burrows, 1910) es discordante y está cubierta por carbonatos lagunares de un tracto transgresivo (¿Cupidito?) el cual, a su vez, es cubierto por arcillas con amonitas del Aptiano Inferior (que representa una superficie de inundación correlativa con la Formación La Peña). Sin embargo, solamente en la sierra de Boquillas, Ortuño (1985) indica la presencia de una brecha en la cima de la unidad de evaporitas, que pudiera representar una exposición subaérea. En la sucesión descrita no hay mayor control de los tratos de depósito y se requiere estudios a mayor detalle.

3.2. Villa Juárez

En el cañón de Maravillas y las cuestas del Carbonero y La Fortuna, al suroeste de Lerdo, Durango, aflora una sucesión de estratos siliciclásticos y carbonatos, que representan litofacies de litoral y ambiente somero del Jurásico Tardío-Aptiano, divididas en 6 unidades por Kellum (1936). De acuerdo a trabajos posteriores (McLeroy y Clemons, 1966) y a observaciones de campo realizadas para este trabajo, la columna estratigráfica más representativa que tiene apoyo paleontológico está en el cañón de Maravillas. En esa columna, la unidad F de Kellum (1936) corresponde a lo que actualmente se conoce como Formación Nazas. La unidad E y la parte inferior de la unidad D corresponden a la Formación La Gloria. Su cima tiene areniscas cementadas por carbonato de calcio y presenta color pardo, provocado por intemperismo. Estas areniscas cementadas por carbonato se correlacionan con las capas de caliza con *Nerinea* sp. (Burckhardt, 1930) que afloran en el rancho Monterrey, cercano a Villa Juárez, Durango.

En este trabajo, la parte superior del tercio inferior de la unidad D corresponde a la Formación La Casita. La representan 50 m de areniscas de grano medio a grueso, en sucesiones granocrecientes, con incisión de canales rellenos por conglomerados. La cima tiene arcosa en estratos

delgados, estratificación laminar paralela y estratificación cruzada, con un par de ciclos de 2 a 3 m con limolita y lutita de color guinda a rojizo, en capas de 60 a 80 cm, manifestando el conjunto una regresión y posible exposición subaérea. De acuerdo a Kellum (1936), la unidad D en el lado norte del cañón de Maravillas tiene 478 m de espesor.

Sobre la Formación La Casita hay areniscas de grano medio a fino con glauconita y conglomerados formados por areniscas retrabajadas cementadas por sílice, con abundantes ondulitas separando las capas en estratos lenticulares de 30 a 40 cm que, en conjunto, tienen 30 m de espesor. En la cuesta el Carbonero se identifican ciclos de 3 m de espesor que varían de limolita en la base a arenisca de grano medio y grueso con abundantes ostras en la cima, que indican repeticiones de ambiente lagunar y de intermarea. En el cañón de Maravillas estos mismos ciclos de areniscas subyacen a 6 m de caliza arenosa y caliza packstone de bioclastos formadas por conchas fragmentadas de lamelibranquios, corales y foraminíferos bentónicos, de color negro y en capas de 10 a 30 cm de espesor (Figura 13). En este horizonte de calizas de la parte media de la unidad D, Kellum (1936, colección A 16) identificó *Neocomites* cf. *praeneocomiensis* Burckhardt y otras amonitas que consideró del Berriasiano. En este trabajo se encontró una forma de *Olcostephanidae*, como posible *Spiticer* sp., y otras amonitas en estudio que, de manera preliminar, sugieren para estos estratos una posible edad del Berriasiano.

El cuerpo de calizas descrito representa un avance marino sobre el continente, con incremento relativo de profundidad marina a las capas que la limitan verticalmente. Este cuerpo subyace a 6 m de estratos con areniscas granocrecientes a la cima y con estratificación laminar cruzada, con su contacto superior cortado por una superficie de erosión. Los canales de incisión están rellenos por conglomerados amalgamados con 4 a 6 m de espesor, formados por clastos de guijas subredondeadas y bien redondeadas, con imbricación bien desarrollada y dirección de transporte hacia la cuenca (al suroeste-oeste). Los granos están soportados entre sí y tienen matriz arenosa de grano grueso, cementada por sílice, en color ocre; los clastos son derivados del retrabajo de la arenisca subyacente y tienen pátina de intemperismo provocado por exposición subaérea. Este conglomerado es observado en el cañón de Maravillas y puede seguirse a lo largo de la cuesta del Carbonero, por lo que es de distribución extensa en esta área. La sucesión de estratos en el cañón de Maravillas, entre la cima de la unidad E y el tercio inferior de la unidad D (Kellum, 1936), en su conjunto corresponde a un ciclo regresivo y su discordancia superior es de importancia relevante dentro del Berriasiano (Figura 13). En este trabajo, esta discordancia se correlaciona con el límite de secuencia SB-A, descrito para la Cuenca de Sabinas y posiblemente con la regresión del Berriasiano (?) en la Cuenca de Chihuahua.

Sobre la discordancia y el conglomerado señalados en la unidad D del cañón de Maravillas y al sur de éste, así como en la unidad C de la cuesta del Carbonero (Kellum,

1936), existen más de 460 m de espesor de capas formadas por estratos de felsarenitas en ciclos repetidos granodecrecientes a la cima, con calizas intercaladas, acumuladas en agradación de un tracto transgresivo. Su ambiente de depósito es lagunar y litoral. Contiene *Trigonia calderoni* Castillo y Aguilera, *T. vyschetskii* Cragin, *Astarte malonensis* Cragin, *Arca* sp., *Pleuromya inconstans* Castillo y Aguilera (Kellum, 1936, colecciones A 19, J 6, A 20), así como *Thurmannites* sp. y *Berriasella* sp. (Imlay, 1940, colección A 34, p. 133, 134), que indican una edad del Valanginiano Inferior o más joven. En continuidad estratigráfica, este espesor agrado sobreyace a la unidad B (Kellum, 1936), compuesta por ciclos métricos de areniscas, limolitas y calizas arenosas.

En este trabajo se consideró la cuesta la Fortuna como la columna conveniente para observar que la unidad B es un ciclo regresivo, con su cima representada por microlomías y limolitas de color gris oscuro, con 10 m de espesor. Estas capas pasan hacia la base de la unidad A (Kellum, 1936; Imlay, 1940) y son cortadas por otra prominente superficie de erosión. Sobre esta discordancia paralela sobreyacen anhidritas, areniscas, areniscas conglomeráticas y limolitas de color rojizo y verde, a las que Imlay (1940, p. 124) correlacionó inconvenientemente con la Formación Las Vigas. Estas capas son correlativas con el límite de secuencia SB-B presente en la Cuenca de Sabinas. Estos estratos en ascenso estratigráfico gradúan a caliza arenosa y calizas *wackestone* y *packstone* de bioclastos y litoclastos con abundantes ostras, en transición hacia la base de la Formación Cupido. Se considera que estas capas rojizas se correlacionan con la Formación La Mula y tienen correlación con el tracto transgresivo TST-B de la Cuenca de Sabinas, mientras que la superficie de erosión sobre estos estratos rojizos se correlaciona con el límite de secuencia SB-B de dicha cuenca.

Los estratos de caliza de la parte media de la unidad A de Kellum (1936) representan a la Formación Cupido y en esta misma unidad se incluyen a las capas con *Dufrenoyia texana* de la Formación La Peña (McLeroy y Clemons, 1966).

Barragan Manzo y Díaz Otero (2004) en la sierra del Rosario describen que en la cima de la Formación Cupido hay una somerización de ambiente, marcada por calizas *wackestone* con bioturbación y calizas *grainstone* de alta energía (unidades F-2 en la base a F-3 en la cima, respectivamente), que subyacen a calizas *rudstone* (unidad F-4), en donde aparece *Palorbitolina* cf. *lenticularis* Blumenbach como fósil indicativo del límite Barremiano-Aptiano. Sobre estas unidades se “profundiza” el ambiente calcáreo (facies F-5 a F-7), con la presencia de *Chofatella descipiens* Schlumberger, y pasa en contacto nítido a las lutitas de la Formación La Peña, que contienen *Dufrenoyia justinae*. Esta sucesión es similar a la observada en este trabajo en la Cuenca de Sabinas y en el cañón La Casita de la Sierra de Parras. No existen más detalles de las columnas observadas en esta área y se requieren estudios adicionales

para reconocer con certidumbre la presencia del límite de secuencia SB-C.

3.3. Sierra de Parras

Para este trabajo se visitaron los cañones de Taraises y Colorín en la parte oeste de la Sierra de Parras. Entre ambas localidades se presenta un dramático contraste litológico entre estratos del límite Jurásico-Cretácico. En el cañón de Taraises, la Formación La Casita tiene 60 m de espesor, la cima contiene capas de lutita negra intercalada con lentes de arenisca. Estos estratos subyacen en cambio brusco a caliza *packstone* de litoclastos y bioclastos, con arenisca de cuarzo de color negro con intensa bioturbación (posiblemente *hardground*) en capas de 15 a 25 cm de grosor y forman un cuerpo de 3 m de espesor. Este cuerpo subyace en contacto nítido a dos intervalos, uno inferior con calizas *mudstone* y *wackestone* de bioclastos, en capas de 30 a 40 cm, con huellas de amonitas y nódulos ferruginosos, que pasa en transición al intervalo superior, con caliza *mudstone* arcillosa y margas intercaladas, con un espesor cercano a 60 m. Los tres intervalos con carbonatos corresponden a la Formación Taraises y sobreyacen a la Formación La Casita.

Imlay (1937, p. 605, 1938, p. 550 y su Tabla 1) indica que en la sierra de Parras, el contacto inferior de la Formación Taraises con las rocas del Jurásico Superior es discordante, que la base de la Formación Taraises contiene *Olcosteophanus* sp., de edad no más antigua al Valanginiano, y que descansa sobre estratos del Jurásico, con ausencia de estratos del Berriasiano. Sin embargo, Ledesma (1967) consideró los contactos descritos como concordantes.

Por otro lado, la unidad superior de la Formación Taraises en esa localidad tiene *Olcosteophanus astieriformis* Böse, *O. raricostatum* Böse, *O. symonensis* Böse, *Valanginites angusticoronatus* Imlay, *Mexicanoceras zacatecanum* Böse, *Acanthodiscus magnificus* Imlay, *A. coahuilensis* Imlay, *Leopoldia bakeri* Imlay, *Distoloceras* spp. y otras amonitas que corresponden al Valanginiano Superior y al Hauteriviano. Este conjunto fosilífero y litológico subyace en aparente transición a una sucesión de limolitas y areniscas de color negro y gris que intemperiza en color ocre, con incremento del tamaño de grano hacia la cima, en litofacies que indican ambientes de delta, litofacies impropriamente denominadas como Formación Las Vigas (Imlay, 1937).

En el cañón Colorín se observa que la Formación La Casita tiene un espesor delgado (Imlay, 1937, lámina 4). En este trabajo se reconocen menos de 10 m de espesor de esta formación, constituidos por arcasas de coloración verdosa y ocre en estratos delgados. Su contacto inferior está en rápida transición con la Formación La Gloria, pero su contacto superior es brusco y discordante con calizas de la Formación Taraises. Aquí la Formación Taraises tiene un espesor no mayor a 40 m, y está constituida en su base por capas de calizas *mudstone* en estratos de 30 cm. El

contacto inferior de la Formación Taraises tiene *Tintinopsella carphatica* y *Calpionellites darderi*, lo cual indica la cima Berriasiano o estratos más jóvenes, congruente con las observaciones de la discordancia de Imlay (1937) en el cañón Taraises.

En el cañón del Colorín, la parte superior de la Formación Taraises la constituyen unas calizas que incrementan su contenido siliciclástico, pero su contacto superior está truncado por una discordancia marcada por superficies de incisión, rellenadas por conglomerados de guijas y guijarros de caliza y arenisca que provienen principalmente de la erosión de la cima de la misma Formación Taraises. Sobre la superficie de erosión hay más de 100 m de espesor de areniscas y conglomerados que constituyen un depósito deltaico regresivo, unidad que Imlay (1937) inconvenientemente denominó Las Vigas.

Las columnas estratigráficas descritas muestran que en las localidades de Taraises y Colorín, el contacto Jurásico-Cretácico es brusco y discordante, con faunas del Berriasiano Superior o incluso más jóvenes sobre capas de la Formación La Casita; que la base de la Formación Taraises es un tracto transgresivo, y que ambas observaciones se correlacionan con el límite de secuencia SB-A y su respectivo tracto TST-A (Figura 13). Por otro lado, el contacto superior de la Formación Taraises representa un tracto regresivo que es discordante en el cañón Colorín, pero concordante en el cañón Taraises, en donde aparenta transición con la unidad que la sobreyace. Las litologías de ambas localidades indican, para el cañón Colorín, ambientes de litofacies y biofacies proximales a la costa, mientras que en el cañón Taraises, la litología indica que el ambiente de depósito es comparativamente más distal a la línea de costa. Un rasgo común observado en las localidades citadas, no obstante el cambio de espesor entre ellas, es que en ambas se observa que en la parte media de la Formación Taraises la litología sugiere que se profundiza el ambiente de depósito, pero su cima aparenta ser de ambiente más somero, lo que conlleva a considerar para el conjunto un periodo de inundación con posterior regresión, correlacionable con los tratos MFS-A y RST-A de la Cuenca de Sabinas.

La discordancia que sobreyace a la Formación Taraises en el cañón Colorín se ubica en el Hauteriviano Inferior, mientras que en el cañón Taraises se considera que hay concordancia correlativa en la base de la "Formación Las Vigas" de Imlay (1937) o Carbonera (Eguiluz de Antuñano, 1990a), por lo que se propone que esta superficie se correlaciona con el límite de secuencia SB-B referido para la Cuenca de Sabinas.

En esas localidades, las litofacies clásticas de ambiente litoral o deltaico subyacen en transición a caliza con arenisca denominada Formación Parritas, y ésta a su vez a la caliza Cupido. Ambas formaciones denotan una sucesión transgresiva, correlativa con el tracto TST-B referido en este trabajo.

Las evidencias de la discordancia C, presente en la Cuenca de Sabinas, no son obvias en las sierras del Sector

Transversal de Parras. Para este trabajo se observó en el cañón de la Casita, sierra de Parras, a la Formación La Peña y se correlaciona con el tracto de inundación MFS-C. Esta formación sobreyace a *mudstones* y *wackestones* de foraminíferos lagunares y bioclastos, con más de 50 m de espesor. A 35 m debajo de su cima hay un intervalo decimétrico con clastos de anhidritas calcitizadas asociada a una zona muy bioturbada (probablemente *hardground*), que puede representar condiciones de exposición subaérea sobre la plataforma del Sistema Sedimentario Cupido y, por lo tanto, pudiera ser este horizonte correlativo con el límite de secuencia SB-C y su respectivo tracto transgresivo, presente en la Cuenca de Sabinas y en el área de Saltillo.

En la sierra Escondida y otras localidades del Anticlinorio de Parras, Lehmann *et al.* (1998, 2000) reconocen una discordancia mayor en el Sistema Sedimentario Cupido. Con esta base postulan que esta interrupción corresponde al límite de secuencias entre la Formación Cupido y varios ciclos de la Cupidito, que designan como Cu2 y Co-Co3 respectivamente. La dificultad para sustentar esta aseveración consiste en que dentro del Sistema Sedimentario Cupido, en la Cuenca de Sabinas, hay dos límites de secuencia de segundo orden, uno en la base (entre el contacto de la Formación Padilla y la Formación La Mula) y otro en la cima (entre la Formación Cupido o Formación La Virgen y Cupidito). En las localidades de Villa Juárez y el extremo oeste de la sierra de Parras, en la base del Sistema Sedimentario Cupido se reconoce una discordancia que se considera correlativa con el SB-B propuesto para la Cuenca de Sabinas. Sin embargo, la discordancia SB-C en el Sector de Parras es imprecisa por falta de datos. La discontinuidad estratigráfica en el Sistema Sedimentario Cupido que proponen Lehmann *et al.* (1998, 2000) en las localidades de Tanque Nuevo y Sierra Escondida fue observada para elaborar este trabajo y se ubica en el tercio inferior de la caliza Cupido, mas no en la parte superior de esta unidad, como lo observan otros autores en diferentes localidades y como ocurre en la mayoría de las localidades descritas en este trabajo. Por lo tanto, se requieren estudios adicionales para identificar la posición estratigráfica de las discordancias, tanto en la parte inferior como en la superior del Sistema Sedimentario Cupido para esta área.

3.4. Boca de Arteaga

En el área al sur de Saltillo, Eguiluz de Antuñano (1990a) propuso redefinir la nomenclatura de las litofacies clásticas del Neocomiano en el borde sur de la Isla de Coahuila. Sin entrar en detalle de la nomenclatura para esta área, en la columna de Boca de Arteaga se reconoce en el límite Berriasiano-Jurásico una litofacies progradante y regresiva, formada por lutitas del Jurásico Superior, que pasan a areniscas granocrecientes y lutitas con *Parhabdolithus asper*, *Cretarhabdus* sp., *Cruciellipsis chiasta* y *Micrantholithus hoschulzi*, cocolitos y nannoconus del Berriasiano (Barrier, 1977; Wilson y Piali, 1977). La cima de

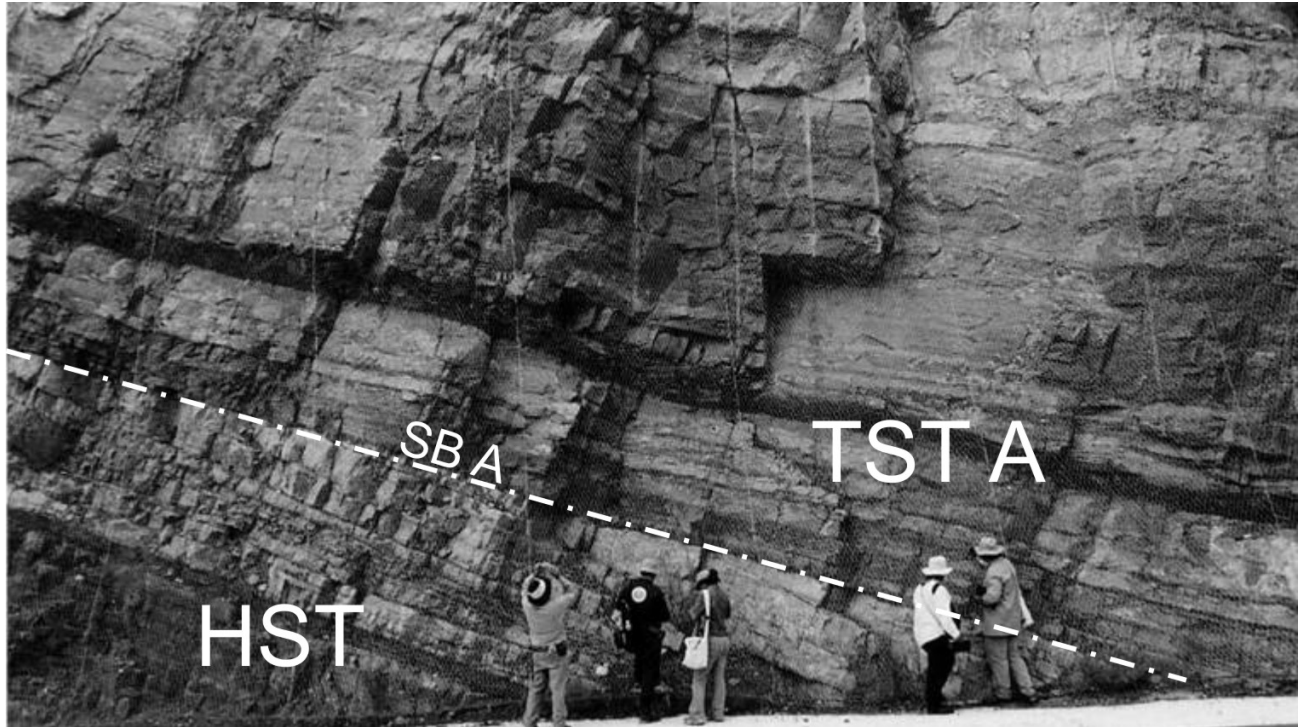


Figura 14. En la Boca de Arteaga, en el contacto entre Formación La Casita y Formación Carbonera, se observa el acomodo de capas de arcosa y conglomerado, en ciclos granocrecientes a la cima, con cuñas de estratos truncados bajo una superficie de discordancia, en el límite de secuencia SB-A. La cima de la Formación La Casita corresponde al tracto de nivel alto (HST), mientras que la base de la Formación Carbonera corresponde al tracto de sistema transgresivo (TST).

la unidad tiene geometría de cuñas (*toplap*) truncadas por discordancia paralela (Figura 14), correlativa con el límite de secuencia SB-A de la Cuenca de Sabinas. Sobre esta discordancia hay una sucesión siliciclástica granodecreciente hacia la cima, con *Olcostephanus* sp., que subyace a una facies pelítica con *Neocomites densicostatum*; estos estratos subyacen a su vez a una sucesión siliciclástica progresivamente granocreciente a la cima, que pasa en transición a calizas de la Formación Cupido. La columna descrita y columnas aledañas en el área indican que (1) la transición de capas Jurásico-Cretácico es progradante; (2) hay una superficie de erosión subaérea entre estratos del Berriasiano; y (3) los estratos del Valanginiano son un depósito transgresivo, con la mayor expresión litológica de inundación, representada por limolita y lutita en la cima Valanginiano Superior y base del Hauteriviano Inferior (zona de *Neocomites densicostatum*), mientras que la culminación siliciclástica de estas columnas corresponde a un evento regresivo y progradante, en litofacies siliciclásticas de la Formación Carbonera, que gradúa en transición rápida a un ambiente lagunar carbonatado de la Formación Cupido.

Las litofacies descritas revelan que en esta localidad, cuando menos, se reconoce el límite de secuencia SB-A, con sus respectivos tracto transgresivo TST-A, superficie de máxima inundación MFS-A y su tracto regresivo TST-A; la secuencia es correlativa con otras columnas descritas en este trabajo (Figura 13). En esta sección no se identificó

el límite de secuencia SB-B por estar cubierta la parte superior de la sucesión de estratos Carbonera, pero sí se observan cuñas de estratos, indicativas de truncamiento y potencialmente posible discordancia.

En esta localidad, en el tercio superior de la caliza Cupido se observa una somerización en su depósito lagunar, con una superficie de erosión. Esta superficie de erosión se reconoce por un espesor delgado de brechas de litoclastos de carbonatos, lutitas y anhidritas calcitizadas que, a su vez, subyecen a carbonatos lagunares de baja energía, constituidos por *mudstones* y *wackestones* de miliólidos y bioclastos que pertenecen a la formación Cupido. Este último conjunto litológico descrito subyace a la Formación La Peña, con la litofacies y biofacies pelíticas características de esta unidad, por lo cual esta columna representa, sobre la brecha referida, una sucesión estratigráfica transgresiva y de máxima inundación, respectivamente. Todo el conjunto corresponde con el tracto regresivo RST-B, el límite de secuencia SB-C, su tracto transgresivo TST-C y la superficie de máxima inundación MFS-C, descrito en este trabajo para otras localidades del noreste de México.

3.5. Galeana

En el área de Galeana y Rayones, Nuevo León, hay estratos de areniscas de granulometría variable intercalados con calizas y margas de la Formación Taraises, a los

que Humphrey y Díaz (2003) designaron informalmente como formación Galeana. Al sureste de la población de Galeana, afloran areniscas de grano grueso, con canales y laminaciones de estratificación cruzada, que gradúan hacia la cima a areniscas, limolitas calcáreas y calizas arenosas intercaladas. Estas columnas fueron estudiadas por Michalzik (1988), quien considera que estas areniscas corresponden con ambientes de delta distal, prodelta y plataforma abierta, con proveniencia independiente de la margen sur de la Isla de Coahuila (Eguiluz de Antuñano, 1990a). El depósito de la formación Galeana se interpreta como una regresión en la base y transgresión en la cima (Figura 13). La edad de las capas no es clara; los estratos inferiores a las arcosas contienen *Acanthodiscus* cf. *ottmeri* Neumays, *Thurmannites* sp., *Olcostephanus* sp., *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex* y *Calpionella alpina*, de alcance Berriasiano-Hauteriviano. Las capas superiores a las arcosas contienen *Olcostephanus astieri* d'Orbigny, *Microcalamoides confusus* y *Nannoconus steinmannii*, que pudieran ser del Hauteriviano Superior. Por su posición estratigráfica, la formación Galeana se correlaciona en edad con las formaciones Barril Viejo y La Mula, de la Cuenca de Sabinas.

3.6. Huizachal

En el área de Huizachal, Tamaulipas, al oeste del túnel de la carretera Rumbo Nuevo, hay discordancia entre los estratos del Jurásico Superior y Cretácico. La sucesión de estratos jurásicos contiene conglomerados y areniscas que se repiten en escala decimétrica y de forma rítmica. La capa de conglomerado arenoso en la parte superior contiene *Suarites* sp., que certifica la presencia de la base del Tithoniano Superior (Cantú-Chapa, 1999). Las capas superiores de la Formación La Casita tienen en su cima capas con geometría de cuñas truncadas (*toplap*) y subyacen en cambio brusco directamente a estratos de la Formación Taraises, la cual contiene *Tintinnopsella carpathica*, *T. oblonga* y *Calpionella alpina* (Gamper, 1977), con ausencia de la cima del Tithoniano Superior (zona de *Paradontoceras* sp.) y posiblemente parte del Berriasiano (zona de *Spiticeras* sp. y *Berriasella* sp.). A una decena de metros sobre la Formación Taraises hay calizas arcillosas, lutitas y calizas *mudstone* con abundantes *Karakaschiceras* sp., *Thurmannites* sp. y *Olcostephanus* sp. del Valanginiano. Estas capas, en conjunto, indican la profundización rápida del ambiente y, por lo tanto, un tracto transgresivo y de máxima inundación. A pocos metros sobre la superficie de máxima inundación hay dolomía con pseudomorfos de yeso, sobre las cuales reposan capas de arenisca y caliza biohoradada (*¿hardground?*) con lamelibranquios de ambiente lagunar, lo cual indica una somerización del ambiente y, por lo tanto, inducen a considerar una posible regresión. La continuidad de los estratos descritos son cubiertos por calizas *mudstone* con nódulos de pedernal y abundantes microfósiles (*¿radiolarios?*). La facies sugiere

ser de ambiente profundo y con características litológicas de la Formación Tamaulipas Inferior. Gamper (1977) reconoce en la cima de la Formación Taraises, *Tintinnopsella oblonga*, *T. elíptica* y *Calpionellites neocomiensis*, mientras que la base de las calizas Tamaulipas Inferior contiene *Remaniella cadishiana* (Colm), *Tintinnopsella longa* (Colm), *Calpionellites darderi* (Colm); al conjunto de organismos lo asigna al Valanginiano.

El intervalo de la Formación Taraises está limitado en su base por cuñas geométricas que sobrelapan (*onlap*) a los estratos jurásicos. En la cima del intervalo Taraises las capas son cuñas (clinoformas), que semejan truncamiento (*erosional truncation*) en posible relación a una superficie de traslape (*toplap*). Por los datos anteriores se considera que: (1) la Formación Taraises descansa en discordancia sobre capas del Jurásico Superior; (2) que estratos de la cima del Thithoniano Superior y base del Berriasiano pueden estar ausentes por no depósito o erosión; (3) que el intervalo inferior de la Formación Taraises corresponde a un tracto transgresivo, con una superficie de máxima inundación representada en el intervalo que contiene la proliferación de amonitas del Valanginiano Superior; (4) en estratos más jóvenes hay capas dolomitizadas con pseudomorfos de yeso, sobreyacen areniscas y contienen abundantes lamelibranquios, correspondiendo el conjunto a la somerización del ambiente dentro de un proceso regresivo, y en este intervalo hay cuñas de estratos (*clinoforms*) que pudieran estar limitadas en su cima por una posible concordancia correlativa (no identificada en el afloramiento); y (5) sobre las capas con lamelibranquios, la sucesión estratigráfica contiene *Olcostephanus* sp. y *Distloceras* sp., posiblemente del Hauteriviano, cuya litofacies indica otra transgresión representada por base de la Formación Tamaulipas Inferior. Estos datos sugieren que en esta área está presente el límite de secuencia SB-A, con sus respectivos tractos transgresivo, de inundación y regresivo y, además, que el límite de secuencia SB-B puede estar presente como concordancia correlativa, con su tracto transgresivo B contenido en la caliza Tamaulipas Inferior (Figura 13).

3.7. Cuenca de Tampico

En la Cuenca de Tampico hay un intervalo con calcarenitas en la base del Cretácico que ocupa una franja que se extiende en el subsuelo desde el área de Tuxpan hasta Soto La Marina. Esta cuenca tuvo altos y bajos paleotectónicos en el Jurásico Superior que influyeron en la sedimentación del Cretácico (Horbury *et al.*, 2003). Celestino (1976) indica que en la base de la Formación Tamaulipas Inferior (cuerpo B) hay calcarenitas constituidas por *wackestone* y *packstone* de ooides, que tienen un origen exógeno a la cuenca por presentar faunas bentónicas de gasterópodos, algas y ostrácodos, con rasgos diagenéticos peculiares característicos de un ambiente somero. Sin embargo, estas faunas fueron transportadas a una relativa profundidad por corrientes de turbidez, en las que se identifican la-

minaciones en *mudstone* y hay dolomitización de calizas *mudstone*. Celestino (1976) agrega que estas calcarenitas se depositaron en una cuenca con variaciones de batimetría somera y profunda, controlada por la paleogeografía. Por su contenido de *Calpionellites neocomiensis*, *C. darderi*, *Tintinnopsella oblonga*, *T. carpathica* con *Calpionella alpina*, *C. elliptica* y *C. intermedia*, se puede considerar a estos cuerpos de ooides en la cima del Berriasiano o base del Valanginiano. El intervalo descrito subyace a un horizonte de bentonitas considerado del Valanginiano (Celestino, 1976).

Por las evidencias descritas para las secciones de la Cuenca de Sabinas y las secciones regionales, es posible que las calcarenitas de la Cuenca de Tampico sean depósitos de abanicos de cuenca, alojados sobre una concordancia correlativa (límite de secuencia SB-A), relacionada a la regresión regional observada en la base del Cretácico y a su correspondiente transgresión (Figura 13).

4. Consideraciones

Los datos de litofacies y biofacies de este trabajo dan sustento para interpretar y separar patrones de acomodo de estratos en forma de secuencias estratigráficas. Con la integración de datos adicionales, aportados por numerosos trabajos antecedentes, se analiza la evolución geodinámica regional.

En base a los datos paleontológicos y litológicos, es posible ubicar el límite de la secuencia SB-A entre la zonas con *Spiticeras* sp. y *Thurmanniceras* sp., aunado a otros grupos de fósiles; estos datos carecen de resolución mayor y, por lo tanto, se considera que este límite está situado dentro del piso Berriasiano. En algunas columnas descritas en este trabajo se observan capas del Berriasiano Superior o Valanginiano Inferior sobre una superficie de discordancia que corta a estratos del Tithoniano Superior o a espesores muy delgados del Berriasiano Inferior, lo que induce a pensar que existió exposición subaérea con erosión, o un hiato y no depósito de estratos en un intervalo del Berriasiano. Esta discordancia se interpreta que puede corresponder con dos sucesos geológicos. Por un lado se ha reportado a escala global un descenso relativo del nivel del mar (Haq *et al.*, 1988) situado en la parte media del problemático piso Berriasiano europeo. De acuerdo a la escala de tiempo usada por Ogg *et al.* (2004) este descenso puede situarse alrededor de 141 Ma.

Por otro lado, el límite de secuencia SB-A está ubicado entre el depósito de las capas Tanque Cuatro Palmas, del Jurásico Superior, y la Formación San Marcos, del Cretácico Inferior. En base a firmas paleomagnéticas, con diferente azimuth entre estas formaciones, González-Naranjo *et al.* (2008) proponen que ocurrió movimiento estructural de la Falla San Marcos. Otra evidencia de tectonismo la representan metadoleritas exhumadas como bloques alontogenéticos, transportadas del subsuelo por halocinesis del diapiro El Papalote y donde Garrison y McMillan (1997,

1999) obtuvieron una edad de metamorfismo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 146 Ma, considerando que estas rocas ígneas se emplazaron en la etapa *rift* de la fosa de Sabinas o, cuando más reciente, durante el Oxfordiano. La edad de bajo metamorfismo es más reciente que el emplazamiento de estas rocas, y la ubicación de éstas (proyectada longitudinalmente hacia la Falla San Marcos, que es el límite paleotectónico suroeste de la fosa de Sabinas), inducen a pensar que la Falla de San Marcos continuó activa en tiempos más recientes que el Jurásico. Su movimiento pudo originar esfuerzo suficiente para inducir el bajo metamorfismo de esta roca ígnea y, además, generar las condiciones propicias para provocar el movimiento de la sal del subsuelo y consiguiente diapirismo. Kroeger y Stinnesbek (2003), en el área de Galeana en Nuevo León, reportan vulcanismo ligado al ambiente de depósito en estratos de evaporitas de la Formación Minas Viejas. El conjunto de datos sugiere la continuidad de actividad magmática y tectónica post-*rift*. Asimismo, Eguiluz de Antuñano (2001) indica que en pozos de la Cuenca de Sabinas hay intercalaciones de rocas ígneas entre las evaporitas de la Formación Olvido.

La sierra La Gavia es un anticlinal de tipo caja, con su eje orientado NW35°SE. La arcosa Patula presenta numerosas fallas normales sinsedimentarias que no afectan a estratos más jóvenes. Estas fallas, en el flanco suroeste de la estructura, tienen sus planos con echado subvertical y orientado en general con 110° de azimuth, en acomodo dominó, con desplazamiento por extensión dirigidos al E-SE.

El eje del anticlinal La Paila está orientado NE 15° y en el paraje Casa Colorada, afloran capas de areniscas de la cima de la Formación San Marcos. En esta formación también se presentan fallas normales sinsedimentarias, con planos de echado inclinado al norte-noroeste (340° a 4° de azimuth) y al este (100°), con caída subvertical. En la localidad Boca de Arteaga también se presentan fallas normales sinsedimentarias, restringidas a las facies deltaicas de la Formación Carbonera. En las tres localidades estas fallas pueden ser producto de acomodo, por deslizamiento en una pendiente original de depósito, o provocadas por efectos tectónicos durante la sedimentación.

Horbury *et al.* (2003) consideran que las discordancias para el entorno Jurásico-Cretácico en la Cuenca de Tampico son consecuencia de movimientos tectónicos. Los datos de González-Naranjo *et al.* (2007), Garrison y McMillan (1997) y de este trabajo sugieren que la Falla de San Marcos y el Bloque de Coahuila pudieron tener movimientos durante la sedimentación marina jurásica y cretácica, modificando así los efectos de la subsidencia, para influir en el espacio de acomodo de sedimentos. Los datos anteriores confirman la continuación del magmatismo y fallas asociados a sedimentación durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior. En las secciones sísmicas 2D hacia el Bloque de Tamaulipas no se observan efectos de fallas sinsedimentarias, pero sí se presentan las discordancias.

En adición a estos datos, en el Sistema Cordillerano (Orogenia Nevadiana) existen efectos tectónicos asociados

al movimiento de placas del oeste de Norteamérica y también se reconoce una discordancia regional en el Berriasiano (Drewes, 1991). En este entorno geodinámico existe la disyuntiva para resolver cuál evento tuvo mayor influencia en el noreste de México; tal parece que el cambio relativo del nivel del mar predomina sobre la tectónica.

Imlay (1936) consideró que la disminución de lutitas del Jurásico Superior, en relación al aumento de feldespatos en areniscas del Cretácico, tenía un significado climático y lo atribuyó a condiciones de clima árido, más que a un entorno tectónico. Smith (1987) indica que la composición petrográfica de $Q_{45}F_{40}L_{10}$ (según la clasificación de Dickinson y Suczek, 1979), en rocas del Cretácico Inferior al sureste de Saltillo, resulta de un bloque continental de basamento alto y de la presencia de feldespatos, que llegan a constituir el 80% de la roca en algunos intervalos, y le atribuye a ello un significado tectónico. La abundancia relativa de feldespatos y la disminución de materia orgánica en la base de las formaciones cretácicas con relación a la cima de las rocas jurásicas, apoyan la idea de un cambio climático (Imlay, 1936). La coloración oscura y el abundante contenido orgánico en la Formación La Casita contrasta con la coloración ocre por oxidación y disminución de materia orgánica en areniscas de la base del Cretácico Inferior. El incremento granulométrico observado en rocas del Cretácico Inferior, con respecto a las del Jurásico Superior en las márgenes del Bloque de Coahuila, puede sugerir un efecto de rejuvenecimiento tectónico, pero también una denudación continental por condiciones bioclimáticas.

Variaciones composicionales de $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, Mg/Ca , etc., en el intervalo Berriasiano-Aptiano, indican que hay evidencia de ciclos con cambios paleoecológicos y paleoclimáticos globales (Weissert *et al.*, 1998; Jenkyns y Wilson, 1999; Erba *et al.*, 2004; McArthur *et al.*, 2007; entre otros). Weissert *et al.* (1998) integraron varios estudios que muestran la evolución litoestratigráfica de las plataformas en la margen oriente del océano Tethys y sus relaciones con la covariancia de isótopos estables de O y C. En ese trabajo muestran que a finales del Jurásico y Berriasiano Inferior hubo un progresivo decremento de $\delta^{13}C$, con valor pico de 1.0 ‰, que llegó hasta el intervalo en donde aparece la zona de *Nannoconus steinmannii*. En este nivel, el $\delta^{13}C$ aumenta medio punto y su valor permanece con oscilaciones mínimas, desde el Berriasiano terminal, hasta el Valanginiano Superior. En el Berriasiano Superior, McArthur *et al.* (2007) comparan las curvas de isótopos de $\delta^{18}O$ con las relaciones Mg/Ca , que muestran tendencias de incremento en sus valores, con picos coincidentes con el límite Berriasiano-Valanginiano. Adatte *et al.* (1991), en sus conclusiones, señalan que en el intervalo Tithoniano-Berriasiano del noreste mexicano las asociaciones mineralógicas de arcillas, los registros de isótopos estables y los conjuntos faunísticos parecen favorecer la idea de cambios oceanográficos importantes.

Los datos europeos y de México son congruentes para considerar un cambio climático importante en el Berria-

siano, con consecuencias sobre posibles cambios relativos del nivel del mar a escala global. Es probable que el límite litoestratigráfico superior de la Formación La Casita en el noreste del país se presente diacrónico, por estar relacionado con cambios en las condiciones que controlaron el depósito antes y después de la caída del nivel del mar pero, sobre todo, con la erosión vinculada con el límite de secuencia SB-A. Dicho límite de secuencia en México parece indicar su liga con fenómenos a escala global.

Con base en la presencia de *Thurmanniceras* sp. y fósiles afines a esta edad, el tracto transgresivo SB-A pudo iniciar en el Valaginiano Inferior (Vokes, 1966) o en el Berriasiano, como lo sugieren estudios preliminares de amonitas en el miembro Nogales, en la sección La Huasteca (comunicación personal con Abelardo Cantú Chapa). El decremento arenoso hacia la cima de esta sucesión estratigráfica, con predominio de granulometría fina y biofacies planctónica, o bien la agradación en depósitos marginales a la cuenca, indican que esta sucesión es transgresiva y su máxima expresión corresponde con la superficie de máxima inundación MFS-A. La abundancia de faunas representadas por *Acanthodiscus radiatus* y otros fósiles descritos en este trabajo, corresponde de manera aproximada a una edad del Valaginiano Superior-Hauteriviano Inferior. La resolución paleontológica, en el caso del presente trabajo, no permite una aproximación más precisa. Esta máxima inundación posiblemente se ubica, por correlación, alrededor de 134.6 Ma (Skelton, 2003; Ogg *et al.*, 2004).

Varios autores señalan que durante el Valanginiano, el incremento de vulcanismo, el exceso de CO_2 en la atmósfera y la abundancia de lutitas ricas en materia orgánica, según relaciones isotópicas $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$, sugieren un evento anóxico desfavorable para un clima cálido (Weisser *et al.*, 1998; Jenkyns y Wilson, 1999; Skelton, 2003; Erba *et al.*, 2004). En la Cuenca de Tampico hay tobas intercaladas entre la Formación Tamaulipas Inferior, y lo mismo ocurre en la Plataforma de Córdoba, mientras que en la Formación Xonamanca abundan tobas y bentonitas. En el Macizo de Chiapas se han datado rocas volcánicas del Berriasiano-Valanginiano (McFarlan y Menes, 1991), coincidentes con la actividad ígnea de la provincia de Paraná-Etendeka (128-138 Ma; Weisser *et al.*, 1998; Erba *et al.*, 2004). Este vulcanismo sugiere la perturbación de los ecosistemas marinos, relacionado con el incremento de radiolarios y la disminución de *nannocoides* (Erba *et al.*, 2004). En la caliza Tamaulipas Inferior los nódulos de pedernal contienen concentraciones de radiolarios y planctónicos amalgamados en sílice. El incremento de lutitas o carbonatos arcillosos pelágicos oscuros, en el intervalo MFS-A de este trabajo, sugieren nuevamente cambios en las condiciones paleoambientales.

Con base en la integración de datos bioestratigráficos y relaciones isotópicas $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$, obtenidos de dos columnas de la Sierra Madre Oriental (La Huasteca y San Lucas), Adatte *et al.* (2001) proponen que en el Valanginiano Inferior los valores bajos de $\delta^{13}C$ indican un

enfriamiento atmosférico, asociado al descenso del nivel del mar, mientras que en el Valanginiano Superior y Hauteriviano sucede lo contrario, como consecuencia de varios factores. Los valores máximos de $\delta^{13}\text{C}$ (roca total), en la parte superior de las columnas litológicas del Valanginiano Superior, corresponden con una elevación del nivel del mar, con incremento de CO_2 en la atmósfera por efecto invernadero, lo que pudo originar, como se indicó en párrafos anteriores, la regresión y la transgresión de líneas costeras en las márgenes de las cuencas mexicanas. Para el Valanginiano Superior coincide la aparición estratigráfica de la zona de *Acanthodiscus radiatus*, con la presencia de un incremento brusco de los valores de $\delta^{13}\text{C}$, con un pico máximo de 3.2 ‰, con un aumento simultáneo de facies pelíticas euxínicas.

Para el Valanginiano Superior se ha identificado un vulcanismo extenso en varias partes del mundo (Skelton, 2003). El pico máximo de esta actividad magmática se considera alrededor de 133 Ma (Hauteriviano), con valores positivos elevados de $\delta^{13}\text{C}$.

La resolución paleontológica y escalas de tiempo pueden originar discrepancias para ubicar los límites en edad de los eventos en este trabajo (McArthur *et al.*, 2007).

Sobre la superficie de inundación identificada en este trabajo y su correlación global, la sucesión litológica aparece paulatinamente granocreciente, el modelo de depósito se identifica progradante y termina con una discordancia (SB-B). En las columnas estudiadas no hay bases paleontológicas para controlar la edad de esta discordancia; solamente su posición estratigráfica puede situarla en una posible edad del Hauteriviano Superior y, de ser así, podría correlacionarse con el descenso del nivel del mar registrado en 131.6 Ma (Ogg *et al.*, 2004). Para este tiempo tampoco hay reportes de actividad tectónica en el noreste de México y se requiere un estudio detallado de las fallas sinsedimentarias, citadas en este trabajo, para aclarar su origen. Por otro lado, en la caliza Tamaulipas Inferior del Valanginiano-Aptiano, hay tobas intercaladas, que indican vulcanismo posiblemente situado en el sur del país (McFarlan y Menes, 1991).

En el oriente del mar Tethys, en la cima del Hauteriviano Superior, se registra el evento Faraoni, caracterizado por una pendiente gradual que incrementa valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ desde 1.7 hasta 2.1 ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB, obtenidos de muestras de carbonato roca total) con pico de valores promedio entre -2.2 y -2.5 ‰ (Godet *et al.*, 2006). En el Océano Pacífico se observa, para una edad similar, una situación parecida (Jenkyns y Wilson, 1999; Erba *et al.*, 2004), marcada por el incremento en la abundancia de radiolarios y el decrecimiento de nanofósiles, ubicados en el pico de valores de $\delta^{13}\text{C}$, lo que sugiere una perturbación en los ecosistemas marinos asociados con exceso de CO_2 . La ocurrencia de facies marinas euxínicas en ambas regiones han sido asociadas por, Jenkyns y Wilson (1999), Erba *et al.* (2004) y otros autores, entre otros factores, a condiciones de enfriamiento durante la época en que se registran

los mayores valores de $\delta^{13}\text{C}$ (132 Ma), en asociación con el incremento de $\delta^{18}\text{O}$. Ello está asociado a los descensos de nivel del mar y a los límites de secuencia durante los últimos 40 millones de años, como resultado de crecimiento de los casquetes de hielo.

Sobre el límite de secuencia B se encuentra el tracto transgresivo TST-B, representado por ciclos de alta frecuencia de evaporitas y carbonatos de ambiente lagunar; su carácter transgresivo es identificado en secciones sísmicas por el traslape (*onlap*) en tiempo y espacio de sucesiones de estratos sobre los altos paleogeográficos (Figura 10). Este tracto culmina con la superficie de máxima inundación MFS-B. Ésta se reconoce dentro del tercio superior de la Formación La Virgen por un cuerpo de litofacies de carbonatos lagunares, con ausencia de evaporitas (miembro IV o facies de *boundstone* de ostreas de Hernández, 2003), limitado por paquetes de evaporitas y carbonatos (miembros III y V). Los miembros superiores de la Formación La Virgen (IV y V), se observan en secciones sísmicas cubriendo los altos paleogeográficos, mientras que los miembros I, II y III de la misma formación traslapan (*onlap*) en forma de cuñas transgresivas a dichos altos.

En las facies pelágicas de cuenca del tercio superior de la Formación Tamaulipas Inferior, en la sierra de Lorenzuela, Zacatecas, hay un cuerpo de lutitas y calizas arcillosas con *Pulchellia* sp. (amonita del Barremiano). Estas capas indican un aporte de terrígenos pelíticos provenientes de altos paleogeográficos, que se extendieron más allá de las facies lagunares del Sistema Sedimentario Cupido. Su importancia radica en que este intervalo pelítico pudiera correlacionarse con el miembro IV de la Formación La Virgen, y corresponder con una superficie de máxima inundación del Barremiano, pero esta hipótesis requiere de más datos para ser sustentada. Los organismos bentónicos contenidos en la Formación La Virgen no permiten asignar una edad a estas rocas.

En el borde de la Plataforma Cupido, la presencia del foraminífero bentónico *Vercorsella wintereri* y de algas *Salpingoporella* cf. *annulata* sugieren una edad del Hauteriviano (Murillo-Muñetón y Dorobek, 2003). Guzzy-Arredondo *et al.* (2007), analizaron muestras ubicadas en el borde del Sistema Sedimentario Cupido sin resultados favorables para determinar su edad. Hernández (2003), en una muestra de yeso en la base de la Formación La Virgen, indica una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.707583 ± 0.000034 . Este valor, en la curva del agua marina de McArthur *et al.* (2001) intercepta tres edades posibles: Sinemuriano (197 Ma), Barremiano (126 Ma) y Campaniano (81.5 Ma). El dato más razonable corresponde con el valor 126 Ma y coincide con la posición estratigráfica sugerida para ubicar la edad de parte de la caliza Cupido y parte de la Formación La Virgen, que tienen un intervalo posible de depósito entre la cima del Hauteriviano y el Aptiano Inferior, congruente con los datos bioestratigráficos de Barragán Manzo y Díaz Otero (2004) descritos para la sierra del Rosario en Durango.

En este trabajo se decidió ubicar la superficie de máxima inundación MFS-B alrededor de los 126 Ma, tomando como base las superficies de inundación y niveles bajos de secuencias referidas por Ogg *et al.* (2004).

El tracto anterior termina con el evento regresivo RST-B, representado por depósitos lagunares que se hacen someros y terminan con la discordancia SB-C como límite de secuencia. Maldovanyi y Lohmann (1984) determinaron en la Formación Cupido/Sligo relaciones $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ que consideraron como debidas a la influencia de agua meteórica, con posibles condiciones de exposición subaérea y desarrollo de ambiente vadoso, sin especificar la posición de las muestras en esta unidad. Una de las alternativas posibles de ello puede sugerir cambios relativos del nivel marino. Murillo-Muñetón y Dorobek (2003) señalan que en la cima de la sección Cupido en el área de Bustamante, Nuevo León, hay evidencias de alteración diagenética influenciada por agua meteórica, así como evidencias de exposición subaérea. Estos datos pueden relacionarse con las observaciones de la discordancia SB-C, que se ha propuesto en este y otros trabajos (Lehmann *et al.*, 1998; Goldhammer, 1999).

Hernández-Trejo (2003), en secciones de superficie, identifica brechas de colapso en la cima de la Formación La Virgen, a las que considera como indicios de exposición subaérea. Su observación es consistente con los datos de subsuelo y superficie de otras localidades en la Cuenca de Sabinas.

Con los organismos bentónicos no se tiene apoyo paleontológico apropiado para controlar la edad del tracto regresivo. De esta discordancia, por su posición estratigráfica, se interpreta que pudiera tener correlación en edad con una caída relativa del nivel del mar, propuesto a escala global en 124 Ma (Ogg *et al.*, 2004). Es posible que la caliza Cupido pudiera situarse en la parte baja del Bedouliano y corresponder a la biozona de *Deshayesites* sp., especies no reportadas en el noreste de México, por no existir aquí o por no ser el ambiente de depósito propicio para su desarrollo. Por otro lado, la presencia de *Chophatella descipiens* no es potestativa de la caliza Cupido; este organismo está presente desde la base a la cima del Sistema Sedimentario Cupido.

Para este tiempo, la deformación observada el noreste de México indica extensión sinsedimentaria en la sierra La Paila (en este trabajo) y en la Saliente de Monterrey (Marrert y Laubach, 2001). Esta deformación puede ocurrir por cambios de pendiente en el depósito o por movimiento tectónico, y no hay datos adicionales para sustentar actividad tectónica regional alguna. En el noreste de México, durante este período cesó el depósito de evaporitas en el Sistema Sedimentario Cupido, posiblemente relacionadas, entre otros factores, a clima cálido y aridez. Se propone que el límite de secuencia SB-C está ligado al control global de la variación relativa del nivel del mar, cuya influencia pudo ser climática, registrada por un rápido decremento del carbono atmosférico (indicado por valores

positivos de $\delta^{13}\text{C}$; Weissert *et al.*, 1998; Jenkyns y Wilson, 1999; Skelton, 2003).

La superficie de inundación más prominente en la secuencia C la representa la Formación La Peña, con litofacies arcillosas y biofacies pelágicas, que contiene varias especies de *Dufrenoyia*, *Colombiceras*, *Epicheloniceras* e *Hypacanthoplites*, así como *Nannoconus truitti* Bronnimann, *N. elongatus*, Bronnimann, *N. minutus* Bronnimann y *Globigerinelloides ferroalensis*; su edad se posiciona entre la cima del Aptiano Inferior y el Aptiano Superior (Bedouliano Superior-Clansayense). Es conveniente aclarar que en la Formación Las Uvas existe el género *Dufrenoyia* (Humphrey y Díaz, 2003) y, por lo tanto, es equivalente en edad con la Formación La Peña. Por ello, las correlaciones de Lehmann *et al.* (1998, 2000) no son apropiadas para considerar a la Formación Las Uvas como un depósito más antiguo que la Formación La Peña y, por consiguiente, la excursión de la composición isotópica de oxígeno y carbono asignada a dicha unidad es cuestionable.

Arthur y Schlanger (1979) señalan que durante el Barremiano-Aptiano Inferior pudieron existir condiciones de ambiente anóxico global, representadas por un pico con valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$. Estas condiciones favorecen la interpretación de un evento de inundación máxima. La actividad ígnea a escala mundial pudo ser el factor principal de cambio para estas condiciones, aportando nutrientes e incrementando la productividad bioecológica en el medio marino (Weissert *et al.*, 1998; Skelton, 2003).

Por su asociación paleontológica, esta inundación pudo haber ocurrido en 123 Ma (Ogg *et al.*, 2004) dentro de un evento anóxico global, en donde el noreste de México queda incluido. Sin embargo, esta inundación en México pudiera incluirse dentro del tracto transgresivo de menor frecuencia y la máxima expresión de inundación puede ser más joven, al quedar contenida dentro del Albiano Inferior, pero tal discusión queda fuera de los alcances de este trabajo.

Con los datos existentes no es posible conocer el lapso de interrupción o hiato en los límites de secuencias; subjetivamente, su duración posiblemente fue corta. El control paleontológico en las localidades de Villa Juárez y La Huasteca puede indicar que estratigráficamente, tanto arriba como abajo de la discordancia SB-A para el Berriasiano, es posible encontrar fósiles de esta edad y sugerir la breve duración de esta discordancia siguiendo el criterio de Ward (1990). Por el contrario, en el caso de la condensación e hiato de la Formación La Peña (Eguiluz de Antuñano, 1990b; Ángeles-Villeda *et al.*, 2005), el contenido paleontológico permite controlar su duración aproximada.

La frecuencia de los intervalos descritos en este trabajo, con duración de 8 a 10 Ma, se puede jerarquizar la secuencia como de segundo orden, de acuerdo a la clasificación propuesta por Catuneanu (2002). Es motivo de trabajo adicional considerar las tasas de subsidencia tectónica que pudieron contribuir para crear el espacio de acomodo a las secuencias descritas.

Los datos aportados por este trabajo han sido la base estratigráfica para sustentar las paleogeografías y evaluar la exploración geológica y el riesgo de posibilidades hidrocarburíferas de la Cuenca de Sabinas y en la margen sur del Bloque de Coahuila (Eguiluz de Antuñano y Aranda, 1984; Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007).

5. Conclusiones

En la Cuenca de Sabinas se reconocen tres límites de secuencia de segundo orden, vinculados con trectos transgresivos, regresivos y etapas de máxima inundación. Por su contenido paleontológico, estos límites de secuencia pueden situarse en el Berriasiano, el Hauteriviano y el Aptiano. Las secuencias identificadas tienen correlación con sucesiones estratigráficas similares observadas en la Cuenca de Chihuahua, en la margen sur de la Paleoislade Coahuila, en la margen occidental de la Paleoislade San Carlos, en el área de Huizachal, y en el subsuelo de la Cuenca de Tampico. Con base en su posición estratigráfica, estos límites pueden correlacionarse con cambios relativos del nivel marino a escala global. El más antiguo se propone, por correlación ubicarlo en 141 Ma, otro en 131.6 Ma, y el límite más joven en 124 Ma. A su vez, se reconocen tres superficies de máxima inundación. Por su posición y correlación estratigráfica se propone ubicarlas en 134.6 Ma, 126 Ma y 123 Ma. De acuerdo al análisis de los datos presentados, la influencia tectónica local parece quedar subordinada a los cambios relativos del nivel del mar de escala global, pero esta idea requiere de confirmación por medio de apoyos argumentales adicionales.

Agradecimientos

Este trabajo se dedica al Dr. Zoltán De Cserna como reconocimiento a su labor desarrollada en pro del conocimiento geológico de México. Se agradece al Dr. Ismael Ferrusquía Villafranca por motivar al autor para la difusión del presente trabajo. El autor reconoce la meritoria labor de los editores Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta y Dr. Gabriel Chávez Cabello y se agradece la invitación para participar con este trabajo, como un aporte en el conocimiento geológico del noreste de México. Al Dr. Francisco Vega Vera, Dr. Gabriel Chávez Cabello, Dr. Ulises Hernández Romano y a la M. en C. Natalia Amezcua Torres, por sus críticas constructivas en la revisión de este trabajo. Al Dr. Abelardo Cantú Chapa por la determinación de algunos ejemplares de amonitas, así como por sus comentarios y diálogos constructivos, que contribuyeron a mejorar el contenido del presente escrito. Se agradece al Ing. Daniel Olivares por sus sugerencias y apoyo en la determinación micropaleontológica de tintínidos, de varias muestras estudiadas en el límite Jurásico-Cretácico. Se agradece a María Chapela Lara, Andrés Boni Noguez y a la Dra. Barbara Martiny por sus comentarios y esmerada revisión durante

la edición técnica del presente trabajo para mejorar las ideas aquí plasmadas.

Bibliografía

- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Hubberten, H., Remane, J., 1991, Correlaciones multiestratigráficas en el límite Jurásico-Cretácico en el noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 51, 23-51.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Hubberten, H., Remane, J., López-Oliva, J.G., 2001, Correlation of a Valanginian Stable Isotopic Excursion in Northeastern Mexico with the European Tethys, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 371-388.
- Ahr, W.M., 1973, The carbonate ramp: An alternative to the shelf model: Transactions - Gulf Coast Association of Geological Sciences, 23, 221-225.
- Ángeles-Villeda, M.E., Hinojosa-Espinosa, J.J., López-Oliva, J.G., Valdés-González, A., Livas-Vera, M., 2005, Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22, 272-281.
- Arthur, M.A., Schlanger, S.O., 1979, Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, 870-885.
- Barragán Manzo, R., Díaz Otero, C., 2004, Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano-Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21, 247-259.
- Barragán Manzo, R., Méndez Franco, A.L., 2005, Towards a standard ammonite zonation for the Aptian (Lower Cretaceous) of northern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22, 39-47.
- Barrier, J., 1977, Study of the coccoliths and nannofossils from the Taraises-Cupido shelf margin, northern Mexico, *en* Bebout, D.G., Loucks, R.G. (eds.), Cretaceous Carbonates of Texas & Mexico: Applications to subsurface exploration: Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, 295-298.
- Böse, E., 1923, Vestiges of an ancient continent in northeast Mexico: American Journal of Science Series 5, 6, 127-136.
- Burckhardt, C., 1930, Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: Mémoires de la Société Paléontologique Suisse, 50, 1-280.
- Burrows, H.R., 1910, Geology of northern Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 7, 85-103.
- Cantú-Chapa, A., 1999, Confrontation of stratigraphic methods to define the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern Mexico subsurface: Geological Society of America Special Paper, 340, 93-103.
- Cantú-Chapa, A., 2001, Mexico as the Western margin of Pangea based on biogeographic evidence from the Permian to the Doger Jurassic, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 1-27.
- Cantú-Chapa, C.M., 1976, Estratigrafía de la Formación La Peña (Aptiano superior) en el área de Monterrey, N. L.: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 8, 7-16.
- Catuneanu, O., 2002, Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls: Journal of African Earth Sciences, 35, 1-43.
- Catuneanu, O., 2006, Principles of Sequence Stratigraphy: Amsterdam, Elsevier, 375 p.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy: Earth-Science Reviews, 92, 1-33.

- Celestino, U.J.L., 1976, Sedimentología y diagénesis de las calcarenitas del Berriasiano (área Soto La Marina): *Revista Ingeniería Petrolera*, 15, 279-296.
- Charleston, S., 1973, Stratigraphy, tectonics, and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila, Mexico: Ann Arbor, Michigan, University of Michigan, tesis doctoral, 268 p.
- Contreras Moreno, B., 1977, Bioestratigrafía de las Formaciones Taraises y La Peña (Cretácico Inferior) de La Goleta, Coahuila y Minillas, Nuevo León: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 9, 8-17.
- Cuevas, L.J.A., 1984, Análisis de subsidencia e historia térmica en la Cuenca de Sabinas, noreste de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 34, 56-100.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A., 1979, Plate tectonics and sandstone compositions: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68, 2164-2182.
- Drewes, H., 1991, Description and development of the Cordilleran Orogenic Belt in the Southwestern United States and Northern Mexico: Denver, Colorado, United States Geological Survey, 92 p.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, G.M., 1984, Economic oil possibilities in clastic rocks of the Neocomian along the southern margin of the Coahuila Island, *en* Wilson, J.L., Ward, W.C., Finneran, J. (eds.), *A Field Guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous Carbonate Platform and Basin Systems*, Monterrey-Salttillo area, Northeast Mexico: Houston, Texas, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 43-51.
- Eguiluz de Antuñano, S., 1990a, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 50, 3-39.
- Eguiluz de Antuñano, S., 1990b, Un hiato Aptiano en el noreste de México: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 2, 57-68.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 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: *Revista Geociencia*, 1, 9-36.
- Erba, E., Bartolini, A., Larson, R.L., 2004, Valanginian Weissert oceanic event: *Geology*, 32, 149-153.
- Gamper, M.A., 1977, Estratigrafía y microfácies cretácicas en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina (Sierra Madre Oriental): *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38, 1-17.
- Garrison, J.M., McMillan, N.J., 1997, Origin and implications of allochthonous blocks in the Papalote evaporite diapir, La Popa Basin, Mexico, *en* American Association of Petroleum Geologists, Structure, Stratigraphy and Paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa Foreland Basin near Monterrey, Mexico, AAPG Field Trip Guidebook, no. 10: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 116-125.
- Garrison, J.M., McMillan, N.J., 1999, Evidence for Jurassic continental rift magmatism in northeast Mexico: Allochthonous metaigneous blocks in the El Papalote evaporite diapir, La Popa basin, Nuevo León, Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, 340, 323-326.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, 340, 1-58.
- González-Naranjo, G.A., Molina-Garza, R.S., Chávez-Cabello, G., 2008, Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks north of San Marcos fault, central Coahuila, México: *Geofísica Internacional*, 47, 41-55.
- Guzzy-Arredondo, G.S., Murillo-Muñetón, G., Morán-Zenteno, D.J., Grajales-Nishimura, J.M., Martínez-Ibarra, R., Schaaf, P., 2007, High-temperature dolomite in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Bustamante Canyon, northeast Mexico: petrologic, geochemical and microthermometric constraints: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 131-149.
- Haenggi, W.T., 1966, Geology of El Cuervo area, northeastern Chihuahua, Mexico: Austin, Texas, University of Texas at Austin, tesis doctoral, 403 p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles, *en* Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, C.G.S.C. (eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 71-108.
- Hernández, T.J.M., 2003, Cicloestratigrafía en un sistema carbonatado-evaporítico del Cretácico Inferior, Formación La Virgen, Noreste de México: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, tesis de maestría, 83 p.
- Horbury, A.D., Hall, S., González-P, F., Rodríguez-F, D., Reyes-F, A., Ortiz-G, P., Martínez-M, M., Quintanilla-R, G., 2003, Tectonic sequence stratigraphy of the western margin of the Gulf of Mexico in the Late Mesozoic and Cenozoic: Less passive than previously imagined, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 184-245.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos and Paleontology of La Peña Formation, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 60, 89-176.
- Humphrey, W.E., Díaz, T., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of northeast Mexico: Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin, 152 p.
- Hunt, D., Tucker M., 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall: *Sedimentary Geology*, 81, 1-9.
- 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., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 48, 587-630.
- Imlay, R.W., 1938, Ammonites of the Taraises Formation of northern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 49, 539-602.
- Imlay, R.W., 1940, Neocomian faunas of northern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 51, 117-190.
- Jenkyns, H.C., Wilson, P.A., 1999, Stratigraphy, paleoceanography, and evolution of Cretaceous Pacific guyots: relics from a greenhouse Earth: *American Journal of Science*, 299, 341-392.
- Kellum, L.B., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; Part III, Geology of the mountains west of the Laguna District: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1039-1090.
- Koeger, F.K., Stinnesbeck, W., 2003, The Minas Viejas Formation (Oxfordian) in the area of Galeana, northeastern Mexico: Significance of depositional volcanism and related barite genesis in the Sierra Madre Oriental, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 515-528.
- Krutak, P.R., 1965, Source areas of the Patula Arkose (Lower Cretaceous) Coahuila, Mexico: *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 512-518.
- Ledesma, G.O., 1967, Carta geológica hoja Parras 13R-1(6), escala 1:100000: México, D. F., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 1 mapa con texto.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., 1998, Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporates, Cupido and Coahuila Platforms, northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, 68, 1109-1130.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I., 2000, Sequence stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian-Albian) carbonate platforms of northeastern Mexico: Regional and global correlations: *Journal of Sedimentary Research*, 70, 373-391.
- Maldovanyi, P.E., Lohmann, C.K., 1984, Isotopic recognition of successive cementation events within the phreatic environment, Lower Cretaceous Sligo and Cupido formations, *en* Wilson, J.R., Ward, W.C., Finneran, J. (eds.), *A Field Guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous Carbonate Platform and Basin Systems*, Monterrey-Salttillo Area, Northeast Mexico: Houston, Texas, Gulf Coast

- Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 52-63.
- Mancini, E.A., Obid, J., Badali, M., Liu, K., Parcell, W.C., 2008, Sequence-stratigraphic analysis of Jurassic and Cretaceous strata and petroleum exploration in the central and eastern Gulf coastal plain, United States: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 92, 1655-1686.
- Márquez, D.B., 1979, Evaluación petrolera de sedimentos carbonatados del Cretácico en el Golfo de Sabinas, NE de México: Ingeniería Petrolera, 19, 28-37.
- Marrett, R., Laubach, S.E., 2001, Fracturing during burial diagenesis, *en* Marrett, R. (ed.), Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey Salient, Mexico: Austin, Texas, University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, 109-120.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R., 2001, Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3: Best-fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0-509 Ma and Accompanying Look-up table for Deriving Numerical Age: Journal of Geology, 109, 155-170.
- McArthur, J.M., Jansen, N.M.M., Reboulet, S., Leng, M.J., Thirlwall, M.F., van de Schootbrugge, B., 2007, Paleotemperatures, polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$): The Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian): Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 248, 391-430.
- McFarlan, E., Menes, L.S., 1991, Lower Cretaceous, *en* Salvador, A. (ed.), The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 181-204.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 102, 593-614.
- McLeroy, D.F., Clemons, E.R., 1966, Carta geológica hoja Torreón 13R-1(1), escala 1:100000: México, D. F., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 1 mapa con texto.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko—fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Darmstadt, Hesse, Alemania, Technische Hochschule Darmstadt, tesis doctoral, 247 p.
- Monreal, R., Longoria, J.F., 1999, A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua trough, north-central Mexico: Implications for lithocorrelations: Geological Society of America, Special Paper, 340, 69-92.
- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Region, Mexico: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 280 p.
- Murillo-Muñetón, G., Dorobek, S.L., 2003, Controls on the evolution of carbonate mud mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeastern Mexico: Journal of Sedimentary Research, 73, 869-886.
- Ogg, J.G., Agterberg, F.P., Gradstein, F.M., 2004, The Cretaceous Period, *en* Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (eds.), A Geologic Time Scale 2004: Cambridge, Reino Unido, Cambridge University Press, 344-383.
- Ortuno, A.F., 1985, Évolution sédimentaire Mésozoïque du bassin rift de Chihuahua le long d'une transversale Aldama-Ojinaga (Mexique). Implications géodynamiques: Pau, Francia, L'Université de Pau et des Pays de l'Adour, tesis doctoral, 244 p.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition, II. Sequence and systems tract models, *en* Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., van Wagoner, J.C. (eds.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 125-154.
- Remane, J., 1997, Calpionelles. Les zones de calpionelles du passage Jurassique-Crétacé, *en* Cariou, E., Hantzpergue, P. (eds.), Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: Groupe Français d'Étude du Jurassique, Bulletin du Centre Recherches Elf Exploration Production Mémoire, 17, 243-247.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography of Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71, 419-451.
- Skelton, 2003, The Cretaceous world: Nueva York, Cambridge University Press, 360 p.
- Sloss, L.L., 1963, Sequence in the cratonic interior of North America: Geological Society of America Bulletin, 74, 93-114.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C., 1949, Integrated facies analysis, *en* Longwell, C.R. (ed.), Sedimentary Facies in Geologic History: Nueva York, Geological Society of America, 91-124.
- Smith, R., 1987, Provenance and depositional environments of La Casita Formation, Sierra Madre Oriental, southwest of Monterrey, northeastern Mexico: Nueva Orleans, Louisiana, University of New Orleans, tesis de maestría, 142 p.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Thompson III, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, *en* Payton, C.E. (ed.), Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 63-81.
- van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990, Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 55 p.
- Vokes, E.H., 1963, Geology of the Cañon de la Huasteca area in the Sierra Madre Oriental, Nuevo Leon, Mexico: Tulane Studies in Geology and Paleontology, 1, 125-148.
- Walker, R.G., James, N.P., 1992, Facies models: response to sea level change: Saint John's, Newfoundland, Canadá, Geological Association of Canada, 409 p.
- Ward, P.D., 1990, The Cretaceous/Tertiary extinctions in marine realm; a 1990 perspective, Geological Society of America Special Paper, 247, 425-432.
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B., Kuhn, O., 1998, Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 137, 189-203.
- Wilson, J.L., Piali, G., 1977, A Lower Cretaceous shelf margin in northern Mexico, *en* Bebout, D.B., Louks, R.G. (eds.), Cretaceous carbonates of Texas & Mexico: Applications to subsurface exploration: Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, University of Texas, 286-294.
- Winter, H.R., 1984, Tectonostratigraphy, as applied to the analysis of South African Phanerozoic basins: Transactions of the Geological Society of South Africa, 87, 169-179.
- Zwanziger, J.A., 1978, Geología regional del Sistema Sedimentario Cupido: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 30, 1-55.

Manuscrito recibido: Octubre 10, 2009

Manuscrito recibido corregido: Noviembre 25, 2009

Manuscrito aceptado: Octubre 19, 2010