

## Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la plataforma de Actopan: evolución paleohidrológica

**Baldomero E. Carrasco-Velázquez<sup>1,\*</sup>, Pedro Morales-Puente<sup>2</sup>,  
Edith Cienfuegos<sup>2</sup> y Rufino Lozano-Santacruz<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra

<sup>2</sup> Laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables

<sup>3</sup> Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X

Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México,  
Ciudad Universitaria, 04510 México D.F., México.

\* bcar@prodigy.net.mx

### RESUMEN

*El paleokarst expuesto en las rocas cretácicas de la Plataforma de Actopan (Estado de Hidalgo) permite investigar, mediante la petrología y la geoquímica, la posición de las zonas vadosa y freática que propiciaron la formación del antiguo karst durante la exposición subaérea de estas rocas en el Albiano.*

*Los afloramientos de roca y sus características petrológicas permitieron la identificación de los distintos tipos de brechas formados en el paleokarst, pero en su parte lateral (equivalente estratigráfico no paleokarstificado) y en la cubierta (transgresiva), no hay evidencia física (discordancia) o petrológica (conglomerado, o brecha) que permita fijar el límite entre el paleokarst y su cubierta.*

*La geoquímica, mediante los estudios de los isótopos estables de oxígeno  $\delta^{18}O_{VPDB}$  y de carbono  $\delta^{13}C_{VPDB}$  y el empleo de los elementos traza y mayores Sr, Mg, Mn, y Fe del agua fósil, conjuntamente con los caracteres petrológicos de las brechas, coincidieron en la identificación de las paleozonas vadosa y freática, así como del nivel freático con bastante exactitud. En la problemática de la distinción de las rocas del paleokarst y su cubierta, sólo fue posible diferenciarlas por medio de las firmas geoquímicas.*

*Las rocas calcáreas paleokársticas son importantes en estudios económicos mineros, petroleros, geohidrológicos y de obras de ingeniería civil, principalmente presas.*

*Palabras clave: Geoquímica, paleokarst, paleohidrología, isótopos estables, elementos traza, Actopan, México.*

### ABSTRACT

*Fronts of the Sierra Madre Oriental expose Cretaceous rocks in the Actopan Platform allowing the study of the paleokarst developed by the exposure of the rocks in the Albian. The development and position of the paleovadose and paleophreatic zones are studied by geochemistry and petrology.*

*The petrologic evidence in the outcrops show dissolutional, depositional, fracturing, brecciation and collapse features extending over the platform. The transgressive cover of the paleokarst does not show any physical (unconformity) or petrologic (conglomerate or breccia) evidence to delineate the contact with the paleokarst.*

*The isotopic composition ( $\delta^{18}O_{VPDB}$  and  $\delta^{13}C_{VPDB}$ ) and cation chemistry of the paleometeoric water together with the petrologic evidence of the paleokarstic breccias all support the identification of the paleovadose and paleophreatic zones and the limits to those zones. Delineation of paleokarst and of the*

*overlying sedimentary cover can be based entirely on their distinctive geochemical signatures.*

*Cretaceous paleokarstic rocks are important for the prospection of aquifer, petroleum and mineral resources, as well as in civil engineering projects, like dams.*

*Key words: Geochemistry, paleokarst, paleohidrology, stable isotopes, trace elements, Actopan, Mexico.*

## INTRODUCCIÓN

El estudio de karst y paleokarst en México ha tenido un desarrollo muy incipiente; alguna información incompleta relacionada con el tema está en informes técnicos de carácter interno en entidades gubernamentales, o para-estatales, pero no hay publicaciones sobre la aplicación de estudios geoquímicos para describir la evolución de paleoacuíferos.

El estudio de los paleokarst desde un punto de vista de interés económico está relacionado con la exploración de acuíferos, de los yacimientos tanto de hidrocarburos como de minerales y la construcción de obras de ingeniería civil. En el aspecto geohidrológico, algunos o muchos de los acuíferos relacionados con rocas carbonatadas, sobre todo en el Norte de México, son producto del desarrollo de porosidad en rocas paleokársticas (y/o kársticas?).

En la industria petrolera nacional, en la década de 1970, se iniciaron los primeros estudios de paleokarst por parte del Instituto Mexicano del Petróleo y de Petróleos Mexicanos. En Chiapas y Tabasco hay campos petroleros emplazados en rocas paleokársticas del Cretácico. Respecto a la exploración minera, el Consejo de Recursos Minerales en 1980 realizó el único estudio minero en México sobre paleokarst en los Estados de Hidalgo, Chihuahua y Coahuila (Colorado-Liévano y Cruz, 1980).

La Comisión Federal de Electricidad ha conformado un grupo de especialistas en el estudio de karst modernos, que efectúa estudios geológicos para su aplicación a la construcción de obras de ingeniería civil, principalmente de presas. Algunos de esos proyectos se ubican en karst recientes que pueden ser la continuidad de un paleokarst.

Este trabajo tiene como objetivo explicar la evolución de la paleohidrología del paleokarst cretácico de la Plataforma de Actopan, a partir de los estudios petrológicos de campo, de isótopos estables de carbono y oxígeno, elementos traza, incluyendo Sr, y elementos mayores como Mg, Mn y Fe, con el objeto de conocer la posición estratigráfica de las zonas paleovadosa y paleofreática en un karst del Cretácico durante la evolución de su paleoacuífero y las rocas que lo cubrieron.

## GEOLOGÍA GENERAL Y ESTRATIGRAFÍA

La Plataforma de Actopan se localiza en el extremo Sureste de la gran Plataforma de Valles–San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1969, modificada por Carrasco, 1970),

como se muestra en la Figura 1. La Plataforma Valles–San Luis Potosí tiene una longitud de Noroeste a Sureste de aproximadamente 450 km y una anchura máxima de casi 200 km. Carrillo-Bravo (1971) menciona que tiene una superficie de más de 48,000 km<sup>2</sup>, describiéndola como un elemento paleogeográfico del Mesozoico, formado durante la Orogenia Permo-Triásica e integrado por un gran segmento de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas. Él considera que sobre la plataforma, la transgresión marina se inició en el Kimeridgiano y la influencia de dicha unidad paleogeográfica persistió durante el Jurásico Superior, y todo el Cretácico. Carrillo-Bravo (1971) cita, como evidencias para postular la Plataforma Valles–San Luis Potosí, la presencia de secciones delgadas de sedimentos clásticos y evaporíticos (?) del Jurásico Superior que cubren discordantemente a rocas antiguas, la ocurrencia de otra sección evaporítica de plataforma de edad Cretácico Inferior, y el desarrollo de un complejo calcáreo de tipo arrecifal y postarrecifal durante el Cretácico medio y Superior que son parte de la plataforma.

Carrasco (1970), conjuntamente con geólogos de Petróleos Mexicanos, midió en la Plataforma Valles–San Luis Potosí muchas de las secciones estratigráficas expuestas de rocas carbonatadas de plataforma y de margen, encontrando que la sedimentación en esta gran plataforma no era uniforme en sus litofacies, por lo que se propuso que la porción de la plataforma situada al sur de Zimapán y hasta los alrededores de Actopan, Hgo., fuera denominada Plataforma de Actopan. Algunos especialistas notables en el estudio de rocas carbonatadas como Wilson (1975, p. 324) llaman a estas rocas “*rudist buildups of Actopan Bank*”.

## INVESTIGACIONES SOBRE PALEOKARST EN MÉXICO

En la historia de la exploración petrolera ha sido famoso el hecho de que durante la perforación del Pozo Cerro Azul no. 4 en 1916 (Viniestra-O. y Castillo-Tejero, 1970), la cual tenía el objetivo de alcanzar la Formación El Abra, se registró un ‘reventón’ y el descontrol del pozo, lo cual propició que “volaran por el aire junto con los hidrocarburos, fragmentos de estalactitas”. Desde aquel entonces varios geólogos han mencionado o descrito caracteres que parecen evidenciar la presencia de paleokarsticidad; los nombres empleados han sido variados, así como su interpretación. Entre algunos de ellos podemos

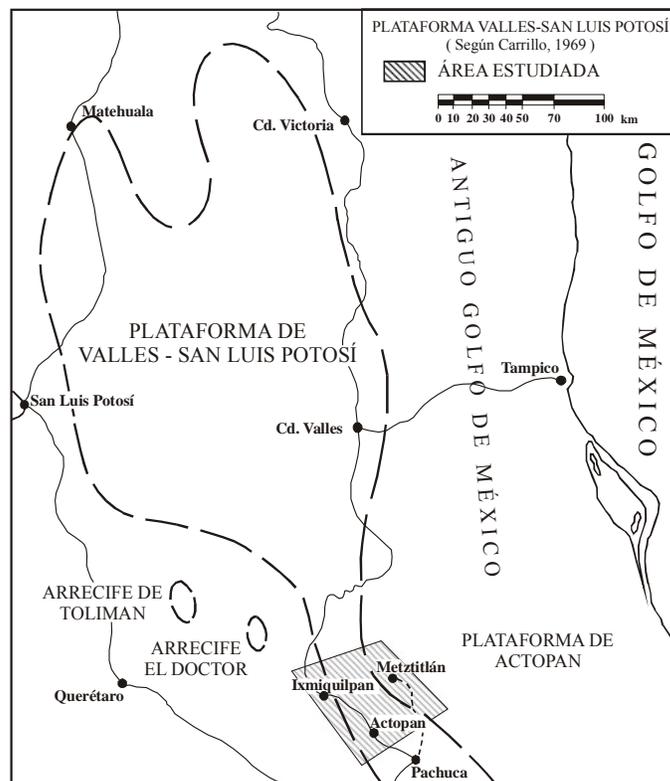


Figura 1. La Plataforma de Valles–San Luis Potosí. Carrillo-Bravo (1969), modificada por Carrasco (1970).

mencionar: cavernas en caliza (Viniestra-O. y Castillo-Tejero, 1970); litofacies de erosión kárstica (Carrasco, 1971); exposición subaérea (desarrollo de paleokarsts) (Coogan *et al.*, 1972); colapso kárstico, formación de cavernas (Wilson, 1975); episodios de exposición, superficie kárstica (Aguayo-C., 1978); topografía kárstica, cavernas kársticas (Enos *et al.*, 1983); formación kárstica, superficies de exposición subaérea, microkarst, evento kárstico (Minero, 1988).

Realmente, de los investigadores arriba citados, ninguno ha mostrado las evidencias estratigráficas características de los paleokarsts, como son la continuidad en la disolución, el colapso y la formación de texturas y estructuras petrológicas que realmente comprueben la evidencia de un episodio kárstico notable en las rocas del Cretácico en México; la mayoría de ellos ha mostrado pruebas de microkarst o superficies de exposición subaérea en planicies de supramarea.

### EL PALEOKARST DE DENGANDHO EN ACTOPAN

En los últimos 20 años, los estudios para la identificación de paleokarsts o discordancias subaéreas han involucrado el desarrollo de diferentes técnicas que han evolucionado o se han perfeccionado. Wright (1982) fue

uno de los primeros investigadores que sentó las bases para el reconocimiento e interpretación de los paleokarsts. Posteriormente, una corriente muy fuerte de investigadores en Estados Unidos, Canadá y Francia se ha inclinado por los estudios de las fracturas y las brechas en los paleokarsts, porque estos son caracteres comunes y fáciles de identificar en afloramientos o en las muestras de núcleo. Entre dichos investigadores se encuentran: Kerans (1989, 1990, 1993), Lucia (1996) y Loucks (1999, 2001), todos ellos investigadores del Bureau of Economic Geology of The University of Texas at Austin e incluyendo a J.L Wilson, que es profesor emérito de la Universidad de Rice y de la American Association of Petroleum Geologists.

El prólogo de la Memoria 63 de la American Association of Petroleum Geologists “Unconformities and Porosity in Carbonate Strata”, contiene un resumen de sus 14 capítulos (Budd *et al.*, 1995, p. vii-x), sobre las técnicas modernas para la identificación de discordancias subaéreas (paleokarsts), y citan las siguientes como las más importantes: 1) Identificación de caracteres petrológicos observables en los afloramientos y/o núcleos de pozos (brechas y fracturas); 2) geoquímica de isótopos estables y elementos traza y mayores; 3) estratigrafía secuencial; 4) estratigrafía sísmica.

Para el estudio de la sección Dengandho (brechas y fracturas), se utilizaron los caracteres petrológicos observables en los afloramientos ya que éstos son accesibles

económica y técnicamente para muchas investigaciones.

En el empleo de los isótopos estables de oxígeno y carbono ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ) para el estudio de las rocas carbonatadas hay grandes avances. Se puede decir que después de los estudios pioneros de Anderson y Arthur (1983), se ha logrado un gran adelanto en la aplicación de estas tecnologías para explicar la evolución de los paleokarsts.

La estratigrafía secuencial es una tecnología moderna aplicable y útil cuando se conocen la distribución estratigráfica regional de una unidad de rocas, su geometría, su relación sedimentológica y la distribución paleogeográfica, y la posición con las unidades estratigráficas subyacentes y suprayacentes. Esto se demostró en el caso del estudio del paleokarst del Ordovícico Inferior en las Montañas Franklin, en el Paso Texas, donde Goldhammer *et al.* (1992) realizó un magnífico estudio de las secuencias de tercer orden. En la Plataforma de Actopan (Figura 2) no se tiene suficiente información estratigráfica para aplicar la estratigrafía secuencial.

La estratigrafía sísmica también es una herramienta moderna, que emplea en su procesamiento e interpretación datos sísmicos tridimensionales para conocer en detalle la estratigrafía, sin embargo, por su alto costo es empleada de manera mayoritaria por la industria petrolera.

A fin de conocer la evolución paleohidrológica del paleokarst en la Plataforma de Actopan, se utilizaron como técnicas de interpretación a los isótopos estables de oxígeno y carbono, así como a los elementos traza y mayores

contenidos en las rocas carbonatadas, siguiendo los estudios realizados por Meyers y Lohmann (1985), Lohmann (1988), Gorzawski y Cedillo (1988), Wagner *et al.* (1995), Dickson y Saller (1995), Saller *et al.* (1999) y Moore (2001).

**FRACTURAS Y BRECHAS RELACIONADAS CON PALEOKARSTS**

Choquette y James (1988) describieron al paleokarst como una característica dramática de la superficie terrestre, con características únicas y complejas. En el registro geológico, los caracteres generales de un karst y los procesos que lo originaron son principalmente identificados por los espeleotemas, los cuales según Wilson (1993, p. 41) y Loucks (1999, 2001), raramente se preservan; otro carácter son los sedimentos de relleno de la paleocueva, y las brechas del colapso de un antiguo karst.

Según Wilson *et al.* (1992), uno de los caracteres generalmente asociado con un paleokarst son las brechas, las cuales se pueden emplear como un criterio de reconocimiento de eventos paleokársticos tanto en los afloramientos como en núcleos del subsuelo. Este autor también considera que los estudios geoquímicos, por sí mismos, proporcionan la información necesaria para reconocer su origen y evolución.

Los criterios modernos en el estudio de las fábricas de las brechas y la petrología han sido descritos por Kerans (1989, 1990, 1993), Loucks y Hanford (1992), Lucia (1996),



Figura 2. Paleogeografía del Albiano–Cenomaniano en la Plataforma de Actopan. En los flancos de la estructura sinclinal norte–sur, se localizan las secciones Dengandho (1), Boxaxni (2) y Pozuelos (3).

Loucks y Mescher (1997, 2001) y Loucks (1999). Estos criterios tienen significados e interpretación muy similares, además Loucks (1999) emplea el nombre de paleocuevas (*paleocaves*) con el mismo significado que el de paleokarst. Para describir las brechas en la Plataforma de Actopan (sección de Dengandho), se seguirán los conceptos de Loucks (1999, p. 1807–1811) y Loucks y Mescher (2001).

Para entender las características de un sistema paleokárstico es necesario primero comprender como se forma este sistema. Con este propósito Loucks (1999) propuso la descripción de los caracteres de los sistemas kársticos modernos y antiguos, basado en un sistema ternario de clasificación de brechas y depósitos clásticos de los sistemas modernos, así como en la columna geológica. La clasificación propuesta exhibe las relaciones entre *crackle breccia*, *chaotic breccia* y *cave sediment fill*.

Para el propósito de este trabajo se emplearán las siguientes traducciones de las definiciones propuestas por Loucks (1999):

*Crackle breccia*: Brecha de agrietamiento

*Mosaic breccia*: Brecha en mosaico

*Chaotic breccia*: Brecha caótica

*Matrix-rich, clast supported, chaotic breccia*: Brecha caótica, con clastos suspendidos entre sí, en una matriz abundante

*Matrix-supported, chaotic breccia*: Brecha caótica, con clastos suspendidos en la matriz

*Cave sediment with chips, slabs and blocks*: Sedimentos de caverna con astillas, lajas y bloques

*Cave sediment fill (any mixture or grading of sediment types can occur)*: Sedimentos de relleno de caverna (puede ocurrir cualquier mezcla, o gradación de sedimentos)

*Matrix-rich, mosaic breccia*: Brecha en mosaico con matriz abundante.

## Descripciones

Las brechas de agrietamiento son rocas fuertemente fracturadas, con fracturas finas que separan a los clastos de la brecha, los clastos individualmente se corresponden uno con otro, y pueden unirse entre sí por su contorno.

Las brechas de mosaico son similares a las brechas de agrietamiento, pero el desplazamiento entre los clastos es más grande y en algunos clastos hay una rotación evidente.

Las brechas caóticas se caracterizan por una rotación muy extensa y un desplazamiento de los clastos; los clastos pueden ser derivados de los diferentes tipos de la roca huésped en la cueva, y producen brechas litoclásticas o polimícticas. Las brechas caóticas varían desde libres de matriz, a brechas con clastos soportados entre sí y con matriz, o brechas con clastos soportados en la matriz.

Los sedimentos de caverna con astillas, lajas y bloques, así como los de relleno de caverna, son el producto de la disolución y excavación en la zona vadosa, o en la

freática, que forman pasajes, que se extienden continuamente con el flujo continuo del agua subterránea, estando a veces los sedimentos de caverna depositados por niveles.

La excavación por disolución en la zona freática o vadosa es el proceso inicial cerca de la superficie que causa el desarrollo de pasajes. La excavación de pasajes se inicia donde la recarga superficial es concentrada en las aberturas preexistentes, como son los planos de estratificación, o las fracturas. Las fracturas se extienden continuamente a lo largo y ancho de la recarga subterránea de agua como es el caso de los *sinkholes* (huecos de disolución profundos y comunicados entre sí con pasajes subterráneos), o en las zonas de descarga como son los manantiales.

Los techos y las paredes de una cueva están sujetas a esfuerzos por el peso de las rocas sobreyacentes. Debido a la configuración de la cavidad se forma un domo de tensión, o una zona de máximo esfuerzo cortante. El colapso del techo o de las paredes rocosas generalmente comienza en la zona vadosa; en cambio en zona la freática, el agua le puede dar al techo un soporte equivalente a un 40 % más por efecto de flotabilidad (White y White, 1969).

Al remover el soporte en la zona vadosa se puede debilitar el techo y dar como resultado su colapso; la mayoría de los productos del colapso del techo o de las paredes dan como resultado brechas caóticas en el piso del pasaje de la cueva. Adicionalmente, los esfuerzos que se ejercen alrededor de los pasajes de la cueva producen brechas de agrietamiento en el techo o en las paredes de las cuevas donde se alojan contiguamente los productos de los derrumbes.

Cerca de la superficie de excavación, formada por la disolución y la sedimentación de la cueva, hay derrumbes de los estratos que soportan la cueva, y que son sepultados en el subsuelo. Después se inicia una compactación mecánica que da como resultado el colapso de los pasajes remanentes y la reestructuración de las brechas existentes.

Loucks (1999) hizo notar que los sistemas de karsts (paleocuevas), que forman grandes yacimientos petroleros, no son el producto de pasajes provenientes de cuevas aisladas con algunos metros de sección con decenas o centenas de metros de longitud, sino que son el producto de la unión de sistemas colapsados de cuevas de varios cientos a miles de metros de sección y con miles de metros de longitud, con posibilidad de alcanzar espesores estratigráficos mayores a los 100 metros. La complejidad espacial interna es grande, como resultado del colapso y unión de los numerosos pasajes y estratos de las paredes de la cueva y sus techos.

En la Plataforma de Actopan se ha logrado identificar tres secciones estratigráficas donde se encuentran expuestos los paleokarsts Dengandho, Boxaxni y Pozuelos, los cuales se muestran en la Figura 2.

La sección de Dengandho es la que está mejor expuesta (Figura 3), pero la base del paleokarst no está descubierta; en la sección de Boxaxni, la base está bien expuesta, pero dolomitizada.

Las secciones Boxaxni y Pozuelos tienen problemas para su muestreo, porque la primera está expuesta en el camino a un santuario religioso, y los habitantes de Boxaxni no permiten la ‘mutilación de las rocas’ que tienen imágenes pintadas, la segunda se encuentra expuesta parcialmente en la superficie de un camino de terracería; adicionalmente las rocas de ambas secciones están completamente dolomitizadas. La sección Dengandho está compuesta de cuatro zonas:

Zona A. Está formada principalmente por brechas de agrietamiento y brechas en mosaico. Estas rocas pueden corresponder a la pared de una paleocueva (¿un pilar?) porque la exposición de los estratos es casi continua (Figuras 3 y 4A, B).

Zona B. Esta zona es la más característica en la sección (Figura 3) y representa el relleno de la paleocueva. Está compuesta de los siguientes tipos de brechas: brecha caótica con clastos suspendidos entre sí en una matriz abundante, brecha caótica con clastos suspendidos en la matriz, sedimentos de caverna con astillas, lascas y bloques, sedimentos de relleno de caverna (donde puede ocurrir cualquier mezcla, o gradación de sedimentos) y brecha en mosaico con matriz abundante (Figuras 3, 5, 6 y 7).

Zona C. La geometría y posición estratigráfica sugieren que esta zona es parte del pasaje vertical de una chimenea (Figura 3).

Zona D. Las rocas no karstificadas equivalentes estratigráficamente a las afectadas por la paleokarsticidad

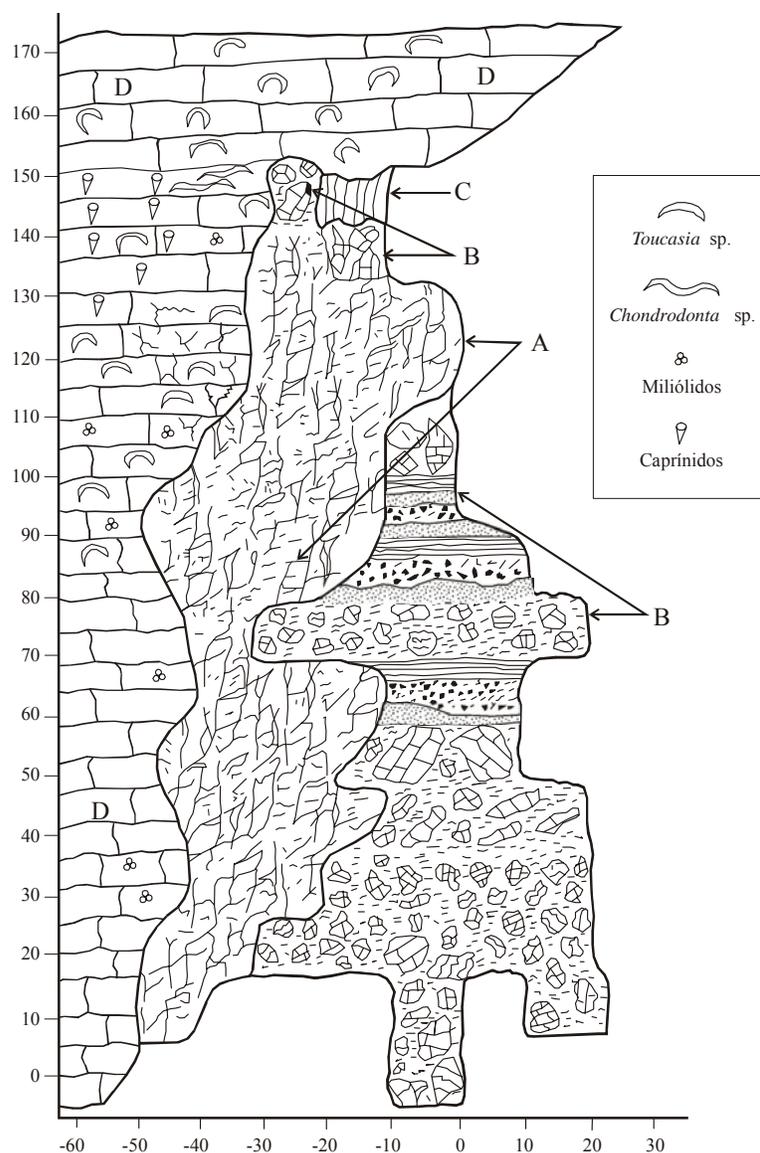


Figura 3. Sección Dengandho ilustrando las cuatro zonas del paleokarst. A: pilar; B: brechas y relleno del paleokarst; C: pasaje vertical de una chimenea del paleokarst. En el afloramiento, estas tres zonas tienen aspecto masivo, el color de las rocas sin la cubierta del intemperismo (caliche joven) es gris claro a gris oscuro. D: zona de rocas no karstificadas, que son equivalentes estratigráficos de las paleokarstificadas y de la cubierta del paleokarst.

(Figura 3), en sus primeros 85 m (parte más antigua de la columna) tienen como componentes aloquímicos principales a los pelets y algunos miliólidos. Después de los 85 a 125 m aparecen algunas *Toucasia* sp. De 125 a 145 metros hay una asociación entre *Toucasia* sp. y Caprínidos, estos últimos no son muy abundantes y se podrían describir como un *wackestone* de Caprínidos con algunas *Toucasias*. Hacia la parte superior, entre los 145 y 150 metros aparecen unas conchas muy grandes de *Chondrodonta* sp. (30 cm de longitud), las cuales coexisten con algunos Caprínidos; la edad de estos Caprínidos es del Albiano (Dra. G. Alencáster, comunicación personal).

Es importante hacer notar que en esta parte de la columna (-40, 150) ocurren las últimas apariciones de Caprínidos, así como las de *Chondrodonta* sp. (Figura 8), y que estas rocas son equivalentes lateralmente (en el mismo nivel estratigráfico) a las brechas y la chimenea de la parte superior del paleokarst. Las capas de Caprínidos y *Chondrodonta* sp., junto con las brechas del paleokarst y su chimenea, son cubiertas por las capas de *wackestone* de *Toucasia* sp.. De este nivel estratigráfico (-20, 160) hacia la parte superior de la columna (más o menos 300 metros) sólo se presentan las capas de *wackestone* de *Toucasia* sp.

La interpretación de la columna estratigráfica de 150



Figura 4. A: Brecha de agrietamiento (Plumón 12.5 cm); B: brecha en mosaico (regla 30 cm).



Figura 5. A: Brecha caótica, con clastos suspendidos entre sí en una matriz abundante (regla 30 cm); B: brecha caótica con clastos suspendidos en la matriz (metro flexible 30 cm).

metros de rocas no karstificadas (Figura 3), nos sugiere que hubo una evolución en las condiciones de sedimentación de las rocas del Albiano, y de la paleoecología de los fósiles, variables en la siguiente forma de la base a la cima. La presencia de miliólidos y *Toucasia* sp. de 0 a 125 m indica que fueron desarrolladas condiciones lagunares o de intermarea, con poca circulación y profundidad, y con salinidad mayor (Coogan *et al.*, 1972; Griffith *et al.*, 1969; Wilson, 1975; Wilson y Jordan, 1983). La asociación de *wackestone* de Caprínidos con algunas *Toucasias* de los 125 a los 145 metros nos indica que las condiciones en este intervalo estratigráfico fueron algo diferentes de las anteriores, había mayor circulación, menor profundidad y una salinidad menor (Wilson, 1975; Wilson y Jordan, 1983; Filkorn, 2002). La tendencia hacia la poca profundidad de estas condiciones fue todavía más evidente en la parte superior de la columna (145–150 m), donde aparecen los ejemplares gigantes de *Chondrodonta* sp. asociados con Caprínidos (Figuras 8 A y 8 B), pero sin la presencia de *Toucasia* sp.

Perkins (1969) estudió la paleoecología de los rudistas y los agrupó en cuatro tipos de asociaciones ecológicas: 1) constructores de armazones arrecifales; 2) habitantes de los



Figura 6. A: Brecha caótica con clastos suspendidos en la matriz (regla 30 cm); B: Sedimentos de caverna con astillas, lajas y bloques (mango del marro 45 cm).



Figura 7. A: Contacto inferior de un relleno laminar de cueva (plumón 12.5 cm); B: Brecha de mosaico con matriz abundante (navaja 10 cm).

arrecifes sin construir un armazón; 3) formando biostromas; 4) formas solitarias y/o en pequeños grupos en las partes más someras de las plataformas. Posiblemente esta última condición fue la que ocurrió en Dengandho entre *Chondrodonta* sp. y los muy escasos Caprinídeos en condiciones de aguas muy someras. De acuerdo con Wilson (1975), Wilson y Jordan (1983), Alencáster *et al.* (1984) y Alencáster (1987), este tipo de asociación ocurría formando montículos muy someros en el borde de las plataformas carbonatadas de aquellos tiempos geológicos.

Para el borde oriental de la Plataforma de Valles–San Luis Potosí, Suter (1990, fig. 27) cita, para la Facies Taninul de la Formación El Abra, la presencia de un Biostroma de (“Caprinuloidea”), que en realidad es *Chondrodonta* sp. (Dra. G. Alencáster, 2003, comunicación personal); Suter (1990) hace notar que estos biostromas se encuentran en el borde de la plataforma. La localidad estudiada por Suter (1990) se encuentra en el camino Tilaco–Santa Inés, a 35 km al sureste de la Ciudad de Tamazunchale, S.L.P. Las evidencias paleoecológicas de *Chondrodonta* sp. hechas por Wilson (1975) y Wilson y Jordan (1983) en Texas, la identificación de Suter (1990) en Tilaco, y su asociación en la sección Dengandho, demuestran que este fósil formó

montículos muy someros en los bordes de las plataformas respectivas donde se presenta.

## ESTUDIOS GEOQUÍMICOS

A fin de conocer la evolución del paleoacuífero en el paleokarst de Actopan, se estudiaron las relaciones entre los isótopos estables de oxígeno  $^{18}\text{O}$  y  $^{16}\text{O}$ , y de carbono  $^{13}\text{C}$  y  $^{12}\text{C}$  respectivamente, contenidos en las rocas carbonatadas de la matriz de las brechas y de los sedimentos que rellenaron esta unidad paleogeomorfológica.

La composición isotópica del carbón y del oxígeno se expresan en términos de una notación delta definida por los parámetros:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = \frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{muestra}} - ({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{VPDB}}}{({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{VPDB}}} \times 10^3$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{muestra}} - ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}}{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}} \times 10^3$$

Donde el estándar VPDB de comparación es el gas  $\text{CO}_2$  que se obtiene de la reacción de los belemnites (*Belemnitella americana*) de la Formación Peedee del Cretácico del Sur de Carolina en los Estados Unidos, según el acuerdo de Viena.

Para Meyers y Lohmann (1985), Lohmann (1988) y Moore (2001) existen dos dominios diagenéticos principales en las rocas carbonatadas, uno de origen meteórico y el otro marino. Los valores isotópicos de las relaciones del oxígeno en las aguas marinas varían alrededor de cero, dependiendo de las condiciones de temperatura, de evaporación o de la posible dilución de agua dulce en el mar; bajo condiciones de una evaporación intensa tales como las salinas o los Sabkhas, las aguas pueden tener valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  altos. En el caso del dominio con origen meteórico, los valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  son negativos y muestran un amplio rango, debido a efectos de altitud y latitud. Por otro lado, los carbonatos precipitados como cementantes, generalmente reflejan la composición isotópica del oxígeno, aunado al efecto causado por la temperatura del fluido precipitante.

En general, los procesos orgánicos son los que controlan el comportamiento isotópico del carbono, esto es debido

principalmente al proceso de la fotosíntesis. El intervalo natural de los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  es amplio; el carbono orgánico tiene valores bajos (-24 ‰), en las formas oxidadas de carbono como el  $\text{CO}_2$  los valores  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  se encuentran alrededor de -7 ‰. Para el caso de los carbonatos marinos depositados como minerales de calcita o aragonita hay un intervalo de valores de 0 a + 4 ‰. En los paleokarsts, el intemperismo del suelo y la estabilización de los minerales carbonatados, incluyendo la disolución de calizas marinas y la precipitación posterior de cementos de calcita en las zonas vadosa y freática, dan generalmente como resultado cementos con composiciones de  $\delta^{13}\text{C}$  moderadas, en promedio de alrededor de -1 y +2 ‰.

El contenido de elementos traza y mayores, tales como Sr, Mg, Mn, y Fe ha sido utilizado por Meyers (1978), Meyers y Lohmann (1985), Lohmann (1988), Gorzawski y Cedillo (1988), Wagner *et al.* (1995) y Moore (2001) para apoyar el conocimiento de la evolución de los paleoacuíferos en rocas carbonatadas que estuvieron expuestas a procesos kársticos.

En experimentos de diagénesis realizados por Meyers (1978), Meyers y Lohmann (1985) y Moore (2001) se reportó que la calcita hiper magnesiana es un mineral inestable con una solubilidad diez veces mayor que la calcita ‘normal’ (bajo Mg) (Morse y Mackenzie, 1990). Esto en un acuífero antiguo se reflejaría en una estabilización progresiva a calcita normal, a medida que el paleoacuífero madura diagenéticamente a través del tiempo geológico; esto se reconoce con un incremento en la concentración de Mg en los cementantes de calcita, de tal manera que hay un “pico de Mg” durante la evolución de la columna del paleoacuífero.

Para Morse y Mackenzie (1990), la aragonita es un mineral inestable que tiene una solubilidad dos veces mayor que la de calcita. Moore (2001) reportó la diferencia de solubilidad entre la calcita hiper magnesiana y la aragonita, un hecho que da lugar a que exista un direccionamiento del Sr tanto en su destino como en su tiempo con respecto al Mg durante el proceso de diagenesis meteórica, porque las aguas al estar en contacto con dos fases sólidas con distinta solubilidad no pueden estar en equilibrio con la roca. Este proceso da lugar a que después de que toda la calcita hiper magnesiana sea convertida en calcita, se incremente el contenido de Sr en el agua y se genere un “pico de Sr” en los cementos precipitados. Sin embargo, en este punto Moore (2001) y Lohmann (1988) no hacen distinción con respecto a la solubilidad diferencial de estos dos minerales inestables, y simplemente dicen que el Mg y el Sr se adicionan en los fluidos del paleoacuífero a medida que la calcita hiper magnesiana y la aragonita se disuelven, considerando que ambos elementos tienen un coeficiente de distribución menor a la unidad y que, por medio de una disolución incongruente, la concentración de estos elementos se incrementa progresivamente a medida que la interacción del agua crece, precipitándolos en los cementantes posteriormente.



Figura 8. A: Caprinidos aislados; B: última aparición de *Chondrodonta* sp. (plumón 12.5 cm).

Según Lohmann (1988), en su trabajo de investigación sobre la geoquímica en paleokarsts, el Mn y Fe no provienen de la disolución de los minerales carbonatados inestables y no deben ser considerados como el Mg y el Sr que reflejan la interacción entre las rocas y el agua. Se considera que para que haya una concentración de ellos se requiere condiciones de reducción acompañadas de una fuente local que puede estar localizada entre los sedimentos y que permita su incorporación en los cementos. Moore (2001) describe que las condiciones de un ambiente vadoso favorecen la presencia de  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Mn}^{4+}$ , e impiden la incorporación de Fe y Mn bivalentes en la estructura de la calcita; generalmente, las condiciones reductoras necesarias para la incorporación de ambos elementos en la calcita se encuentran en la zona freática.

### Muestreo

En un corte estratigráfico de la sección de Dengandho se efectuó un muestreo a cada 10 metros, con el fin de obtener material adecuado para los estudios de isótopos estables de carbono y de oxígeno, así como de los elementos traza de Sr y mayores de Mg, Fe y Mn. En la Figura 3 se ilustran las coordenadas de la retícula topográfica, en la escala vertical los números menores corresponden a las rocas antiguas (0), y los mayores a las rocas jóvenes (170); la escala horizontal se encuentra a rumbo de  $-60$  a  $+30$ . La Figura 9 en la columna izquierda señala el número de control de la muestra y su coordenada entre paréntesis. El origen de la cuadrícula se situó en la estación (0, 0) mediante un GPS (12XL de 12 canales, marca Garmin) y corresponde a la muestra cvk7. En el sistema UTM, las lecturas son: Altitud 2,094 m, 14Q 0494151, UTM 2243602, que representan la zona 14Q (0494151 m E, 2243602 m N).

Se obtuvieron muestras provenientes tanto de la matriz de las brechas como de los sedimentos laminares del paleokarst, ambas son las que representan las condiciones paleogeohidrológicas bajo las cuales evolucionaron las zonas vadosa, de nivel freático y la freática.

Los análisis de isótopos de carbono y oxígeno se efectuaron en el Laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, y los de elementos traza y elementos mayores en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del mismo instituto.

### RESULTADOS

En párrafos anteriores se describieron las brechas y sedimentos de las zonas A, B y D, que son las que se muestrearon para los análisis geoquímicos. En la Figura 9 se ilustran en forma de gráfica los resultados de los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno así como de elementos traza y elementos mayores en función de la

profundidad relativa en el paleoacuífero. Las muestras están marcadas con las siglas del Instituto de Geología: cvk7 a cvk23 empleadas como clave para los análisis geoquímicos, en la columna izquierda están las siglas con su posición topográfica entre paréntesis. Se ilustran seis gráficas que, de izquierda a derecha, son: MnO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , y MgO (en %), Sr (en ppm),  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en ‰. Todos los valores están expresados numéricamente de acuerdo con los resultados analíticos, con los intervalos menores a la izquierda y los mayores a la derecha (en sus respectivas escalas).

La posición de la zona vadosa y freática del paleokarst de Dengandho, interpretada a partir del estudio de la petrología y las fábricas de las brechas, da a conocer que en las muestras cvk15 y cvk16 (-10, 80 y -10, 90 de la columna estratigráfica, en la Figura 3), las rocas están formadas por sedimentos limosos y laminares de relleno de caverna. Según Loucks (1999) los sedimentos laminares finos se depositan en los pasajes (niveles) freáticos y pueden formar parte del contacto entre la zona vadosa y la freática, lo que sugiere que el nivel freático principal del paleoacuífero ocurrió en cvk16 (-10, 90).

### INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS: ISÓTOPOS ESTABLES, ELEMENTOS TRAZA Y MAYORES

Para respaldar la interpretación petrológica de la localización del nivel paleofreático en la muestra cvk16 (-10, 90) se presentan los parámetros geoquímicos obtenidos para la serie de muestras con clave cvk7 a cvk23. Los resultados dan las siguientes evidencias:

De acuerdo con Allan y Matthews (1977), Wagner y Matthews (1982), Saller y Moore (1991) y Wagner *et al.* (1995) se puede inferir la diagénesis meteórica que ocurre en un paleokarst a partir de los datos geoquímicos, considerando un contexto estratigráfico de rocas aflorantes o del subsuelo. Utilizando los valores de los análisis se pueden identificar las superficies de paleoexposición subaérea y los límites de los niveles freáticos en los paleoacuíferos. Wagner *et al.* (1995) consideran que en los perfiles geoquímicos típicos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ , Sr y Mg en las superficies de exposición subaérea y en los paleoniveles vadosos y freáticos, se pueden emplear los criterios de las anomalías de la famosa “curva en J” de Meyers y Lohmann (1985), Lohmann (1988), y modificaciones de Moore (2001).

En la Figura 9, la parte que se presupone correspondió a una zona paleovadosa localizada entre la zona cvk21 y cvk17 (-10, 140 a -10, 100), presenta valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  entre  $-0.06$  y  $2.16$  ‰, con un máximo de  $2.57$  ‰ (cvk19). En cvk16 (nivel freático),  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  tiene un valor de  $2.05$  ‰, y a partir de este punto disminuye hasta alcanzar un mínimo de  $-1.37$  ‰. En forma general, el nivel de la muestra cvk16 (-10, 90) marca un límite entre los valores

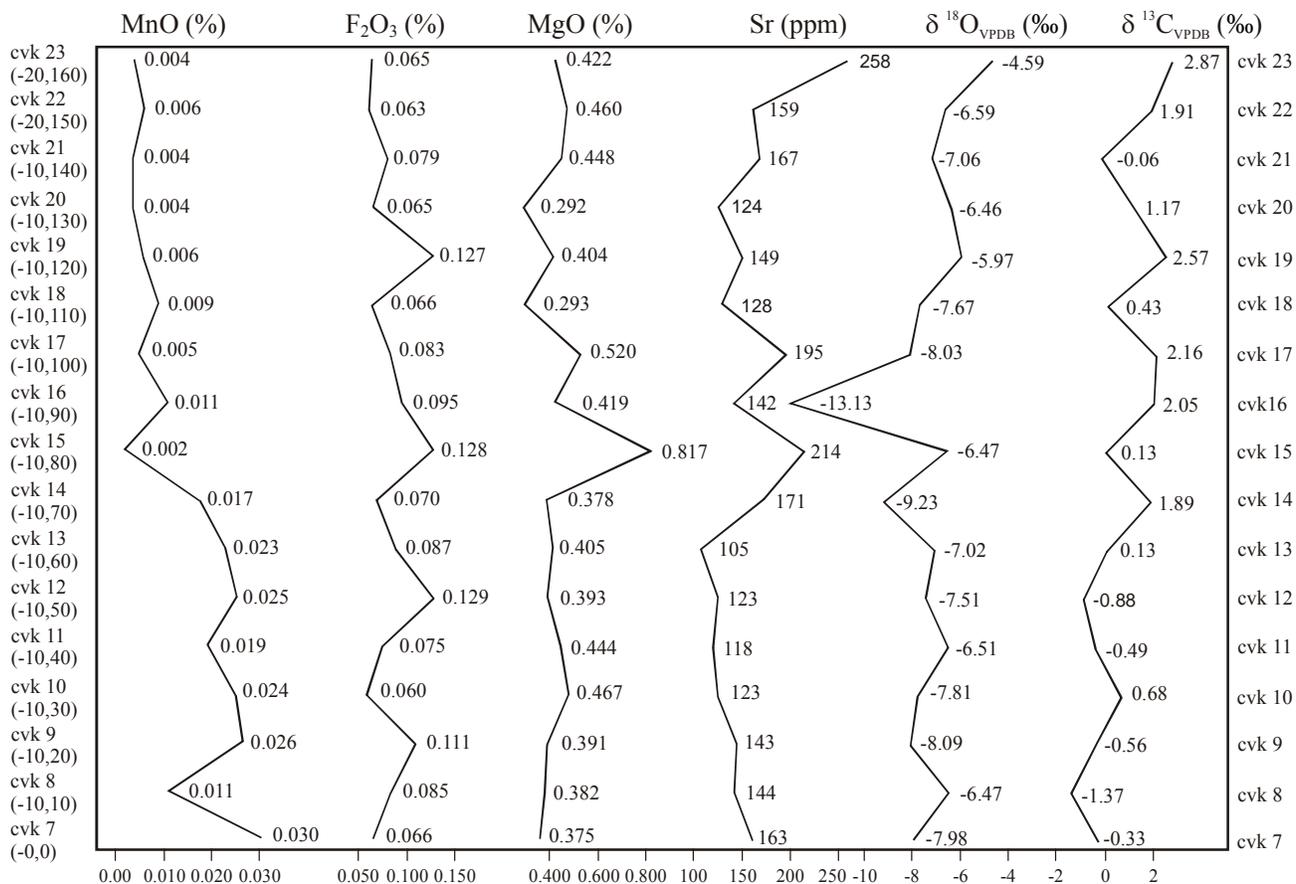


Figura 9. Resultados de los análisis geoquímicos de isótopos estables, elementos traza y elementos mayores. Las muestras están marcadas con las siglas cvk7 a cvk23 (empleadas como clave para los análisis geoquímicos), y los números entre paréntesis de refieren a la posición topográfica de cada una..

positivos de δ<sup>13</sup>C<sub>VPDB</sub>, arriba del nivel paleofreático, y los valores negativos, debajo de este mismo nivel.

La presencia del Sr como elemento traza indica un patrón similar al del δ<sup>13</sup>C<sub>VPDB</sub>, con valores más altos por encima del nivel paleofreático. Para el intervalo comprendido entre cvk22 a cvk17, las concentraciones de Sr varían de 159 a 195 ppm. En el paleonivel freático la concentración de Sr es de 142 ppm, en cvk15 tienen un nivel máximo de 214 ppm, y a partir de allí son más bajos, variando de 171 a 105, para terminar en el nivel cvk7 con 163 ppm de Sr con un mínimo generalizado en esta zona paleofreática.

El contenido de MgO también presenta un patrón general similar al de δ<sup>13</sup>C<sub>VPDB</sub> y Sr. En la zona paleovadosa, en el intervalo entre cvk21 a cvk17, los valores MgO varían entre 0.448 y 0.520 %. En el nivel paleofreático (cvk16), el valor es de 0.419 %, hasta alcanzar un máximo de 0.817 % en cvk15. Para el intervalo entre cvk14 a cvk7 los valores de MgO son bajos variando entre 0.378 y 0.375 %.

En forma generalizada, en la zona paleovadosa los valores y el promedio de δ<sup>13</sup>C<sub>VPDB</sub>, Sr y MgO son más altos que en la zona paleofreática, por lo tanto a partir del nivel paleofreático (cvk16) los valores tienden a ser más bajos.

Según Meyers (1978), Meyers y Lohmann (1985) y Moore (2001) durante la maduración de un paleoacuífero se genera una concentración de Mg, de tal manera que presenta un “pico de Mg”. En forma similar Moore (2001) describe la presencia de un pico en la concentración de Sr, generada por la evolución del acuífero de tal forma que primero se debe formar el “pico de Mg” y después el “pico de Sr” lo cual se explica por las diferencias en la solubilidad de estos elementos. Sin embargo, se hizo notar en párrafos anteriores que Lohmann (1988) no concede importancia a la distinción diferencial en la solubilidad entre los dos minerales inestables, de donde procede el Mg y el Sr, y simplemente considera que ambos elementos precipitan juntos en los cementantes

En la sección estratigráfica–geoquímica (Figura 9) se muestra la coexistencia de los “picos de Mg y de Sr” para la muestra cvk15 (-10, 80), localizada a 10 m por debajo del nivel paleofreático identificado en cvk16. Estos picos presentan valores máximos de 0.817 % para MgO y de 214 ppm, para Sr. El hecho de encontrar a los máximos juntos y unos metros más abajo del supuesto nivel paleofreático, concuerda más con el punto de vista expresado por Lohmann (1988), que las correspondientes menciones de Meyers

(1978), Meyers y Lohmann (1985) y Moore (2001).

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  mostrados en la Figura 9 presentan una distribución similar a los encontrados por Wagner *et al.* (1995) en forma de J. Es decir, que a partir de la superficie de exposición subaérea, los valores isotópicos en la zona paleovadosa se conservan más o menos constantes, con valores para  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  en el intervalo de -7.06 ‰ para cvk21 a -8.03 ‰ para cvk17, mostrando un empobrecimiento notable hasta -13.13 ‰ en el nivel paleofreático en cvk16. La zona paleofreática se empobrece un poco menos, con valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  en el rango de -9.23 ‰ para el nivel cvk14 y de -8.09 ‰ para el nivel cvk9. El valor de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -13.13$  ‰ para el nivel paleofreático es bajo, sin embargo existen algunos estudios en paleokarst, donde existen también valores muy bajos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ . Uno de ellos es el estudio del paleokarst Knox del Ordovícico localizado en los Apalaches realizado por Mussman *et al.* (1988) donde los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  alcanzan -11.8 ‰ en unos cementantes tardíos. Otro ejemplo se presenta en la Formación El Abra, en su localidad tipo, donde se han reportado valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  de hasta -12.2 ‰ (Minero, 1988). Gorzawski y Cedillo (1988) encontraron también valores muy negativos para  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  (-16 ‰) en las rocas paleokársticas jurásicas de Perú. Para la mayoría de los paleokarsts reportados en la literatura se mencionan valores promedio de -7.04 ‰ para  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  en la zona paleovadosa y valores de -7.45 ‰ en la zona paleofreática.

En las gráficas de MnO (%) y de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%), de la Figura 9 se pueden apreciar valores reconocidos por Moore (2001), que sugieren las condiciones de reducción de un ambiente paleovadoso, porque se favorece la presencia de Fe<sup>3+</sup> y Mn<sup>4+</sup>. Generalmente, estas condiciones se encuentran en la zona paleofreática, lo cual facilita la incorporación de ambos elementos en la calcita. En la Figura 9 se aprecia que en la zona paleovadosa, en el intervalo comprendido entre las muestras cvk21 a cvk17, los contenidos de MnO son bajos, variando entre 0.004 y 0.005 %, para el nivel paleofreático es de 0.011 %, y en la zona paleofreática de 0.017 % para cvk14, y valores entre 0.023 a 0.030 % para los niveles cvk13 y cvk7. Se advierte claramente un incremento en el contenido de MnO en la zona paleofreática, lo cual, según Moore (2001), sucede porque hay condiciones reductoras, mientras que en la zona paleovadosa las condiciones oxidantes no favorecen la presencia de MnO.

En la gráfica correspondiente al Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de la Figura 9 no se advierte un patrón muy diferenciado entre las zonas paleovadosa y paleofreática, presentando lecturas variables de 0.079 % (cvk21), 0.128 % (cvk15), 0.129 % (cvk12) y 0.066 % (cvk7), en el nivel paleofreático en cvk16 (-10, 90) hay una lectura intermedia de 0.095 %.

En la sección de Dengandho, las rocas del contacto entre las capas de *wackestone* de *Chondrodonta* sp. con escasos Caprinidos, y las capas que las cubren, de *wackestone* de *Toucasia* sp., no muestran ninguna evidencia física de discordancia o petrológica como algún conglomerado, brecha, restos de rizolitos, etc., que indiquen condi-

ciones de exposición subaérea (Figura 3), sólo lateralmente, en la parte estratigráfica superior del paleokarst, el *wackestone* de *Toucasia* sp., cubre los 5 metros de brechas (cvk21, -10, 140) las cuales están formadas por sedimentos de relleno de caverna con astillas, lascas y bloques, pertenecientes a la parte superior del paleokarst (zona B), así como a la chimenea vertical (zona C).

El estudio geoquímico de la zona permite descubrir que hay anomalías importantes entre las rocas de la parte superior del paleokarst, y las rocas marinas que lo cubren (transgresivas). En los sedimentos de la cubierta hay dos unidades, una representada por cvk 22 (antigua) que es de transición entre el paleokarst propiamente dicho y la cubierta marina, y la otra representada por cvk 23 (joven) que es francamente marina.

En el nivel cvk22 se presentan valores de 159 ppm para el Sr, de -6.59 ‰ para  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  y de 1.91 ‰ para  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ . En el nivel cvk 23, los valores de las distintas variables son, de 258 ppm para Sr, de -4.59 ‰ para  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  y de 2.87 ‰ para  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ . Estas últimas cifras (cvk 23) son reconocidas como de condiciones típicas marinas (Lohmann, 1988; Moore, 2001).

En la cima del paleokarst (cvk 20 y cvk 21), donde las condiciones paleohidrológicas fueron del dominio del agua dulce o de transición, los valores del Sr están en el intervalo entre 124 y 167 ppm, y los de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  en el intervalo de -6.46 ‰ a -7.06 ‰, mientras que el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  presenta un intervalo entre 1.17 ‰ y -0.06 ‰. En la Figura 9 se puede apreciar en forma gráfica como los valores de las variables geoquímicas de la cubierta varían en forma notable con respecto a los del karst antiguo propiamente dicho.

Wagner *et al.* (1995) han encontrado en los estudios geoquímicos detallados de las rocas del Pérmico Inferior del Oeste de Texas, Cretácico de Omán y del Terciario del Sur de China, anomalías geoquímicas después de las superficies de paleoexposición subaérea, como son, una disminución en los valores de Sr,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ . Por otro lado, el mismo tipo de patrón geoquímico se presenta en las rocas del Jurásico de Perú, estudiadas por Gorzawski y Cedillo (1988).

La anomalía geoquímica antes discutida del paleokarst en Dengandho nos muestra que, aunque no se tengan evidencias físicas ó petrológicas en las rocas calcáreas, se pueden detectar 'discontinuidades estratigráficas' en una paleoexposición subaérea de corto tiempo geológico.

## CONSIDERACIONES ECONÓMICAS

En el medio económico de la minería son famosos los depósitos tipo *Mississippi Valley* asociados a rocas paleokársticas que producen plomo y zinc en varias provincias mineras del norte de los Estados Unidos y del sur de Canadá, así como en Austria. Aparte de estos minerales, también existen asociados con los paleokarsts

acumulaciones residuales de antimonio, barita, bauxita, cobre, fluorita, oro, hierro, plomo, manganeso, fosfatos, estaño y zinc (Kyle, 1983). En México sólo se ha publicado un artículo por Colorado-Liévano y Cruz (1980), cuyo tema es la “Tipología de Yacimientos Paleokársticos”.

En la exploración petrolera en México se tienen algunos avances respecto de la exploración en paleokarsts.

Como ejemplos en geohidrología en rocas paleokársticas del Cretácico en la región norte del país, se tienen los excelentes acuíferos de la ciudad de Monterrey donde los pozos profundos de abastecimiento de agua están perforados en rocas paleokársticas. También son famosos los acuíferos en Texas, especialmente el corredor económico que se extiende desde las ciudades de Austin–San Antonio hasta Eagle Pass.

En el caso de la Ingeniería, la Comisión Federal de Electricidad es la institución paraestatal mexicana que ha construido una gran parte de sus grandes presas sobre rocas calcáreas cretácicas, especialmente en los Estados de Chiapas–Tabasco, Hidalgo–Querétaro y Guerrero. En muchos de los proyectos las rocas calizas, donde se asientan estas obras, se han considerado como el producto de una karsticidad reciente, pero ha quedado la duda acerca de la existencia de paleokarsticidad.

## CONCLUSIONES

1) En la sección Dengandho de la Plataforma de Actopan fue posible conocer la evolución paleohidrológica del paleokarst en rocas de la Formación El Abra del Albiano–Cenomaniano, situando las zonas paleovadosa y paleofreática y el contacto entre ellas (nivel paleofreático). También se determinó la posición de la cubierta de rocas transgresivas, formada en condiciones de aguas marinas.

2) Las zonas paleovadosa, paleofreática y del nivel paleofreático fueron identificadas tomando como base los estudios de las brechas y sedimentos del paleokarsts y de las firmas geoquímicas de los isótopos estables y elementos traza y mayores. Se constata una coincidencia en ambos criterios de identificación.

3) No hay evidencias físicas ni petrológicas que permitan determinar los límites entre el paleokarst y las rocas marinas que lo cubren; sin embargo los parámetros geoquímicos de los isótopos estables, elementos traza y elementos mayores permitieron diferenciarlas con seguridad.

## AGRADECIMIENTOS

El Doctor Eugene C. Perry, Jr. Profesor de geohidrología y estudios geoquímicos de isótopos estables de la Northern Illinois University, enriqueció en forma sustantiva a los autores con sus experiencias en varios aspectos: durante su estancia sabática en los Institutos de Geología y Geofísica, y en una visita de campo a la sección Dengandho

(abril, 2002) en la Plataforma de Actopan, donde nos mostró las mejores metodologías para el muestreo geoquímico, en particular de los isótopos estables; también él sugirió que de alguna forma se publicaran los resultados de campo y laboratorio, y finalmente durante la elaboración y revisión del manuscrito, nos dio sus acertadas opiniones en la especialidad.

La Doctora Concepción Jiménez de Cisneros Vencelá de la Estación Experimental del ZADIN (CSIC), Departamento de Ciencias de la Tierra y Química Experimental, en Granada, España, con sus conocimientos en la geoquímica de los espeleótemas y paleokarsts, enriqueció con sus observaciones acertadas y claras el presente documento.

Los análisis isotópicos fueron financiados por el proyecto CONACYT G35442- “Desarrollo en México de Nuevas Metodologías en Isótopos Estables aplicadas al estudio de Depósitos Minerales, Vulcanismo, Sistemas Hidrotermales, Hidrología Ecología y Biogeoquímica Acuática”. Agradecemos a Francisco Javier Otero Trujano, Rafael Puente Martínez y Caridad Hernández Bernal, la preparación de muestras para análisis isotópico y el mantenimiento preventivo y correctivo en el Laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables.

Nuestro agradecimiento a la Dra. Susana A. Alaniz Álvarez, Editora Científica de la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, por la revisión crítica al manuscrito.

## REFERENCIAS

- Aguayo-C., J.E., 1978, Sedimentary environments and diagenesis of a Cretaceous Reef Complex, Eastern Mexico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología, 5, 83–140.
- Alencáster, G., 1987, Moluscos bentónicos de la mitad meridional de México durante el Cretácico: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, 1, 1–23.
- Alencáster, G., González-Alvarado, J., Rangel R., S., 1984, Biostratigrafía y paleoecología de Coixtlahuaca – Tomellín, Oaxaca, en Perrilliat, M.C. (ed.), Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología, Memoria: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 315–340.
- Allan, J.R., Matthews, R.K., 1977, Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools—data from the surface and subsurface of Barbados: Geology, 5, 16–20.
- Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1983, Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, in Arthur, M.A. (ed.), Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 10, 1–151.
- Budd, D.A., Saller, A.H., Harris P.M. (eds.), 1995, Unconformities and Porosity in Carbonate Strata: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 63, 1–313.
- Carrasco-V., B., 1970, La Formación El Abra (Formación El Doctor en la Plataforma Valles–San Luis Potosí: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 2, 97–99.
- Carrasco-V., B., 1971, Litofacies de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan, Hgo.: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 3, 5–26.
- Carrillo-Bravo, J., 1969, Exploración geológica y posibilidades petroleras de la Plataforma Valles–San Luis Potosí (Sierra Madre Oriental–Altiplano Mexicano), en Seminario de Exploración Petrolera,

- Mesa Redonda no. 6: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, 20 p.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, 23, 1-102.
- Colorado-Liévano, D., Cruz-R., R., 1980, Tipología de yacimientos paleokársticos, generalidades, aplicación en algunos ejemplos mexicanos y consideraciones regionales, en VIII Seminario Interno sobre Exploración Geológica Minera: Pachuca, Hgo., Consejo de Recursos Minerales, 214-238.
- Coogan, A.H., Bebout, D.G., Maggio, C., 1972, Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica Trend, an alternative view: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 56, 1419-1447.
- Choquette, P.W., James, N.P., 1988, Introduction, in James, N.P., Choquette, P.W. (eds.), Paleokarst: Springer-Verlag, 416 p.
- Dickson, J.A.D., Saller, A.H., 1995, Identification of subaerial exposure surfaces and porosity preservation in Pennsylvanian and Lower Permian shelf limestones, in Budd, D.A., Saller, A.H., Harris, P.M. (eds.), Unconformities and Porosity in Carbonate Strata: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 63, 239-278.
- Enos, P., Minero, C.J., Aguayo-C., J.E., 1983, Sedimentation and diagenesis of mid-Cretaceous Platform margin East-Central México with accompanying field guide: Dallas Geological Society, 168 p.
- Filkorn, H.F., 2002, New species of Mexicaprina (Caprinidae, Coalconinae) and review of the age and paleobiogeography of the genus: Journal of Paleontology, 76, 672-691.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Dunn, P.A., 1992, Third-order sequences and high frequency cycle stacking patterns in Lower Ordovician platform carbonates, El Paso Group (Texas): Implications for carbonate sequence stratigraphy, in Candelaria, M.G., Reed, Ch.L. (eds.), Paleokarst, Karst-related Diagenesis and Reservoir Development; Examples from Ordovician-Devonian Age Strata of West Texas and the Mid-Continent: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section, Publication 92-33, 59-92.
- Gorzawski, H., Cedillo, E., 1988, Untersuchung stabiler Isotope (C, O) als Mittel zur Interpretation zyklischer Auftauchphasen im Verlauf der Oberjurassischen Karbonatsedimentation in Zentral Peru: Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten, 29, 253 p.
- Griffith, L.S., Pitcher, M.G., Rice, G.W., 1969, Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous reef complex, in Friedman, G.M. (ed.), Depositional Environments in Carbonate Rocks: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 14, 120-138.
- Kerans, Ch., 1989, Karst-controlled reservoir heterogeneity and an example from the Ellenburger Group (Lower Ordovician) of West Texas: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, Report of Investigations, 186, 40 p.
- Kerans, Ch., 1990, Depositional systems and karst geology of the Ellenburger Group (Lower Ordovician), subsurface West Texas: Austin, Bureau of Economic Geology, The University of Texas, Report of Investigations, 193, 63 p.
- Kerans, Ch., 1993, Description and interpretation of karst-related breccia fabrics, Ellenburger Group, West Texas, in Fritz, R.D., Wilson, J.L., Yurewicz, D.A. (eds.), Paleokarst Related Hydrocarbon Reservoirs: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 18, 181-200.
- Kyle, J.R., 1983, Economic aspects of subaerial carbonates, in Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 33, 73-92.
- Lohmann, K.C., 1988, Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst, in James, N.P., Choquette, P.W. (eds.), Paleokarst: Springer-Verlag, 58-80.
- Loucks, R.G., 1999, Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 83, 1795-1834.
- Loucks, R.G., 2001, Modern analogs for paleocave sediment fills and their importance in identifying paleocave reservoirs: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 46, 195-206.
- Loucks, R.G., Handford, C.R., 1992, Origin and recognition of fractures, breccias, and sediment fills in paleocave-reservoir networks, in Candelaria, M.G., Reed, Ch.L. (eds.), Paleokarst, Karst-related Diagenesis and Reservoir Development: Examples from Ordovician-Devonian Age Strata of West Texas and the Mid-Continent: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section, Publication 92-33, 31-44.
- Loucks, R.G., Mescher, P.K. 1997, Interwell scale architecture, heterogeneity, and pore-network development paleocave reservoirs: Dallas Geological Society and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Field Trip 11, Guidebook, unpagined.
- Loucks, R.G., Mescher, P.K. 2001, Paleocave facies classification and associated pore types (abstract), in Southwest Section Annual Meeting, March 11-13, 2001: Dallas, Texas, American Association of Petroleum Geologists, CD-ROM, 18 p.
- Lucia, F.J., 1996, Lower Paleozoic cavern development, collapse, and dolomitization, Franklin Mountains, El Paso, Texas, in Stouder, E.L. (ed.), Precambrian-Devonian Geology of the Franklin Mountains, West Texas; analogs for exploration and production in Ordovician and Silurian karsted reservoirs in the Permian Basin: Annual Field Trip Guidebook, West Texas Geological Society, 175-206.
- Meyers, W.J., 1978, Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico: Sedimentology, 25, 371-400.
- Meyers, W.J., Lohmann, K.C., 1985, Isotope geochemistry of regionally extensive cement zones and marine components in Mississippian Limestones, New Mexico, in Schneidermann, N., Harris, P.M. (eds.), Carbonate Cements: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 36, 223-239.
- Minero, Ch.J., 1988, Sedimentation and diagenesis along an island-sheltered platform margin, El Abra Formation, Cretaceous of Mexico, in James, N.P., Choquette, P.W. (eds.), Paleokarst: Springer-Verlag, 385-405.
- Moore, C.H., 2001, Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, 444 p.
- Morse, J.W., Mackenzie, F.T., 1990, Geochemistry of Sedimentary Carbonates: Elsevier Science Ltd, 696 p.
- Mussman, W.J., Montanez, I.P., Read, J.F., 1988, Ordovician Knox paleokarst unconformity, Appalachians, in James, N.P., Choquette, P.W. (eds.), Paleokarst: Springer-Verlag, 211-228.
- Perkins, B.F., 1969, Rudist faunas in the Comanche Cretaceous of Texas: Guidebook, Spring Field Trip, Shreveport Geological Society, 121-137.
- Saller, A.H., Moore, C.H., 1991, Geochemistry of meteoric calcite cements in some Pleistocene limestones: Sedimentology, 38, 601-621.
- Saller, A.H., Dickson, J.A.D., Matsuda, F., 1999, Evolution and distribution of porosity associated with subaerial exposure in Upper Paleozoic platform limestones, West Texas: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 83, 1835-1854.
- Suter, M., 1990, Carta Geológica de México, Hoja Tamazunchale 14Q-e(5), escala 1:100,000: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1 mapa y texto explicativo, 55 p.
- Viniegra-O., F., Castillo-Tejero, C., 1970, Golden Lane Fields, Veracruz, Mexico, in Halbouty, M.T. (ed.), Geology of Giant Petroleum Fields: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 14, 309-325.
- Wagner, P.D., Mattews, R.K., 1982, Porosity preservation in the Upper Smackover (Jurassic) carbonate grainstone, Walker Creek Field, Arkansas: Response of paleophreatic lenses to burial processes: Journal of Sedimentary Petrology, 52, 3-18.

- Wagner, P.D., Tasker D.R., Wahlman, G.P., 1995, Reservoir degradation and compartmentalization below subaerial unconformities: Limestone examples from West Texas, China and Oman, *in* Budd, D.A., Saller, A.H., Harris, P.M. (eds.), *Unconformities and Porosity in Carbonate Strata: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 63, 177–195.*
- White, E.L., White, W.B., 1969, Processes of cavern breakdown: National Speleothem Society Bulletin, 31, 83–96.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History: New York, Springer-Verlag, 471 p.*
- Wilson, J.L., 1993, The Lower Ordovician great American Bank of the southwestern United States, *in* Keller, D.R., Reed, C. (eds.), *Paleokarst, Karst-related Diagenesis, Reservoir Development, and Exploration Concepts; Examples from the Paleozoic section of the southern Mid-Continent: Society for Sedimentary Geology (SEPM), Permian Basin Section, Field Trip Guidebook, SEPM Publication, 93-34, 35–43.*
- Wilson, J.L., Jordan, C., 1983, Middle shelf environment, *in* Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds.), *Carbonate Depositional Environments: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33, 297–343.*
- Wilson, J.L., Medlock, P.L., Fritz, R.D., Canter, K.L., Geesman, R.G., 1992, A review of Cambro-Ordovician Breccias in North America, *in* Candelaria, M.P., Reed, C.L., (eds.), *Paleokarst, Karst-related Diagenesis and Reservoir Development: examples from Ordovician-Devonian age strata west Texas and mid-continent: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section, Publication 92-33, 19–29.*
- Wright, V.P., 1982, The recognition and interpretation of paleokarsts; two examples from the Lower Carboniferous of South Wales: *Journal of Sedimentary Petrology, 52, 83–94.*
- Manuscrito recibido: Junio 1, 2004  
Manuscrito corregido recibido: Septiembre 14, 2004  
Manuscrito aceptado: Septiembre 20, 2004