

Una secuencia cratónica del Carbonífero al Pérmico inferior expuesta en los cerros El Tule, noreste de Sonora, México

Blanca Estela Buitrón-Sánchez¹, Daniel Vachard², Emilio Almazán-Vázquez^{3†} y Juan José Palafox³

¹ Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Departamento de Paleontología, Ciudad Universitaria, C.P 04510. México D.F., México.

² Université de Lille 1, UFR Sciences de la Terre, FRE CNRS 3298 Géosystèmes, bâtiment SN5, 59655, Villeneuve d'Ascq Cédex, Francia.

³ Universidad de Sonora. División de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Geología, Blvd. Luis Encinas y Rosales. CP 83000. Hermosillo, Sonora, México.

* blancab@unam.mx

RESUMEN

Los cerros El Tule, localizados en la región noreste del estado de Sonora, noroeste de México, revelan una secuencia carbonatada que abarca desde el Misisípico Inferior hasta la base del Pérmico. Se presentan los resultados de la litoestratigrafía y la bioestratigrafía de una investigación sobre foraminíferos y algas calcáreas. Las zonas identificadas de fusulinidos de Wilde son: M2, A4, DS1, DS2, MC1/2, VC2/3 y PW1/2. El contenido de macrofósiles en las rocas sedimentarias que constituyen las secuencias del Misisípico y del Pensilvánico es abundante, reduciéndose significativamente en los sedimentos del Pérmico. Se presenta, además, una reflexión sobre las relaciones genéticas y climáticas con los ciclotemas del Mesocóntinente de Estados Unidos de América (EUA) y la glaciación de la Edad de Hielo del Paleozoico Tardío (LPIA, por sus siglas en inglés) de Gondwana. Se especula que el paleoclima fue similar al del resto del cratón Norteamericano y que una tectónica sinsedimentaria local pudo haber dominado en los cerros El Tule.

Palabras clave: Bioestratigrafía, fauna, flora, Pensilvánico, Misisípico, Pérmico, Sonora, México.

ABSTRACT

El Tule hills, located in the northeastern part of Sonora, northwestern Mexico, reveal a predominantly carbonate sequence that ranges from Lower Mississippian to the base of the Permian. The results of lithostratigraphy and biostratigraphy, based on a foraminifer and calcareous algae study, are presented. The following fusulinid zones of Wilde are identified M2, A4, DS1, DS2, MC1/2, VC2/3 and PW1/2. Macrofossils are abundant in the Mississippian and Pennsylvanian limestones but less common in the Permian rocks.

Some comments are added on the genetic and climatic relationships with the cyclothems of Midcontinent of USA and the LPIA (Late Paleozoic Ice Age) glaciation of Gondwana. Supposedly, the palaeoclimate was similar to that of the rest of the Northamerican craton, and it is likely that a local, synsedimentary tectonics dominated in El Tule hills.

Key words: Biostratigraphy, fauna, flora, Pennsylvanian, Mississippian, Permian, Sonora, Mexico.

INTRODUCCIÓN

En la porción noreste del estado de Sonora, distribuidas en una superficie que abarca unos 15000 km², están expuestas diferentes secuencias del Paleozoico, que comprenden los periodos del Cámbrico, Devónico, Misisípico, Pensilvánico y Pérmico.

Diversos trabajos han reportado, de manera general, series sedimentarias paleozoicas, señalando su contenido de macro- y microfauna, sin embargo carentes de las precisiones suficientes que pudieran permitir realizar correlaciones entre las distintas localidades o de precisar las zonas faunísticas índices, entre otros aspectos fundamentales de la bioestratigrafía. La falta de imágenes de los fósiles más importantes en estos depósitos sedimentarios también limita estudios regionales precisos o suficientemente confiables.

La localidad de los cerros El Tule (Figura 1), estudiada por otros investigadores (González-León, 1986; Peiffer-Rangin, 1987; Gómez-Espinosa *et al.*, 2008), puede compararse con diversos afloramientos del Pensilvánico descritos en Arizona (EUA) y que también están expuestos en la cuenca denominada Pedregosa, la cual fue estudiada por Kottowski (1958, 1960, 1962). La cuenca Pedregosa se

ubica en la región norte del estado de Chihuahua, se extiende hasta el suroeste de Nuevo México, EUA (Kottowski, 1962; Zeller, 1966; Ross, 1973) y aunada a la cuenca Orogrande, constituyen las cuencas más importantes rodeadas por las “Montañas Rocallosas Ancestrales” (Mack *et al.*, 1979; Kluth y Coney, 1981; Soreghan, 1994; Soreghan *et al.*, 2002; Barbeau, 2003). Kottowski (1962) también señala que el mar pensilvánico transgredió desde el sur hacia el norte. Otra unidad estructural regional importante es el cinturón orogénico Marathon-Ouachita (Soreghan, 1994), (Figuras 2 y 3).

La serie estratigráfica del Paleozoico superior en Arizona, se compone de las siguientes formaciones: Caliza Escabrosa (Misisípico Inferior); Caliza Paradise (Black Prince del Misisípico Superior); Formación Horquilla (Pensilvánico), Formación Earp (principios del Pérmico Inferior) y Formación Colina (finales del Pérmico Inferior) las cuales fueron estudiadas por Stoyanow (1936); Sabins (1957); Kottowski (1958, 1960, 1962); Sabins y Ross (1963); Ross y Sabins (1965); Ross y Tyrrell (1965); Ross (1969b, 1972, 1973); Greenwood *et al.* (1977); Armstrong y Mamet (1988); Connolly y Stanton (1990); Lyons (1990); Wilt (1990) y Spencer y Ross (1997).

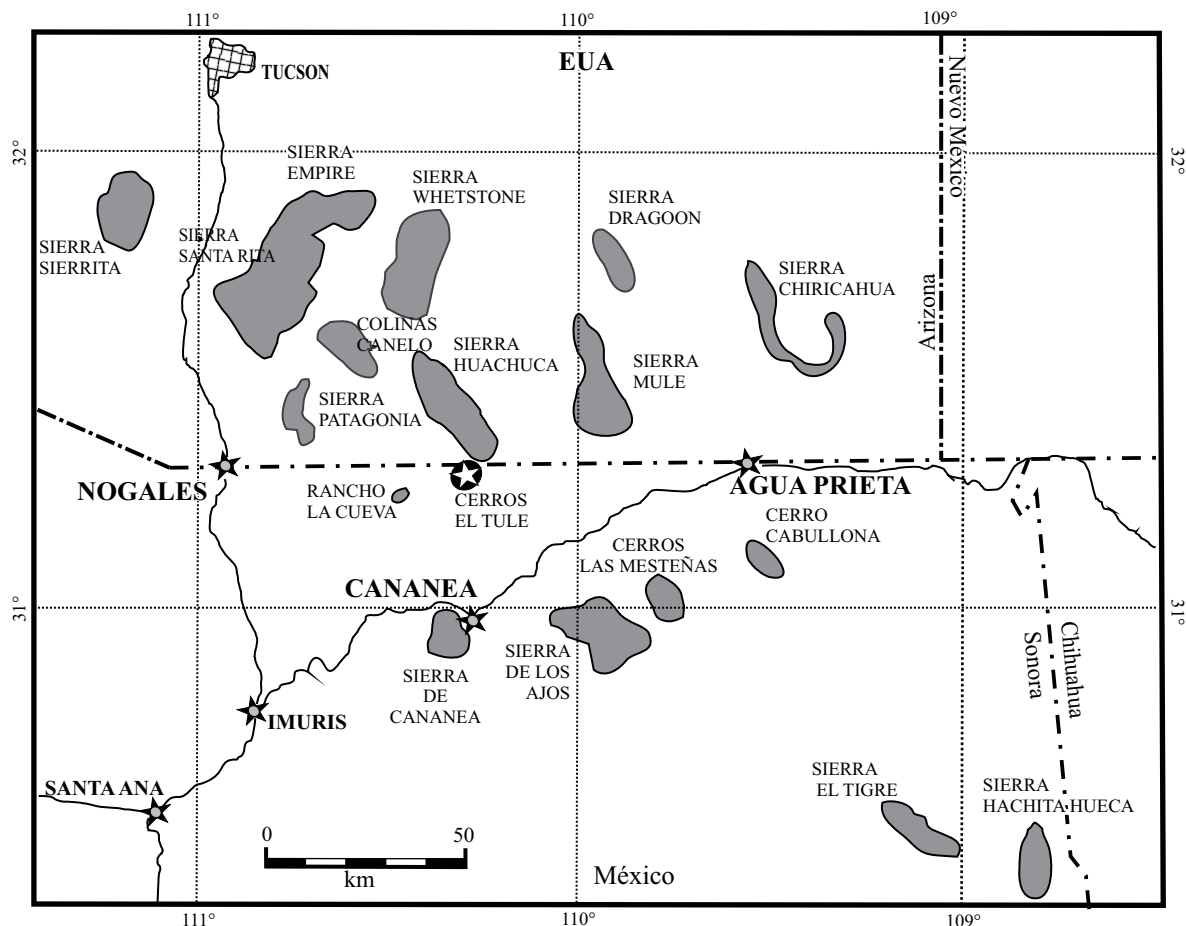


Figura 1. Mapa de localización de los cerros El Tule cerca de la frontera con los EUA. Las áreas en gris indican los afloramientos precámbricos y paleozoicos (modificado de Blodgett *et al.*, 2002).

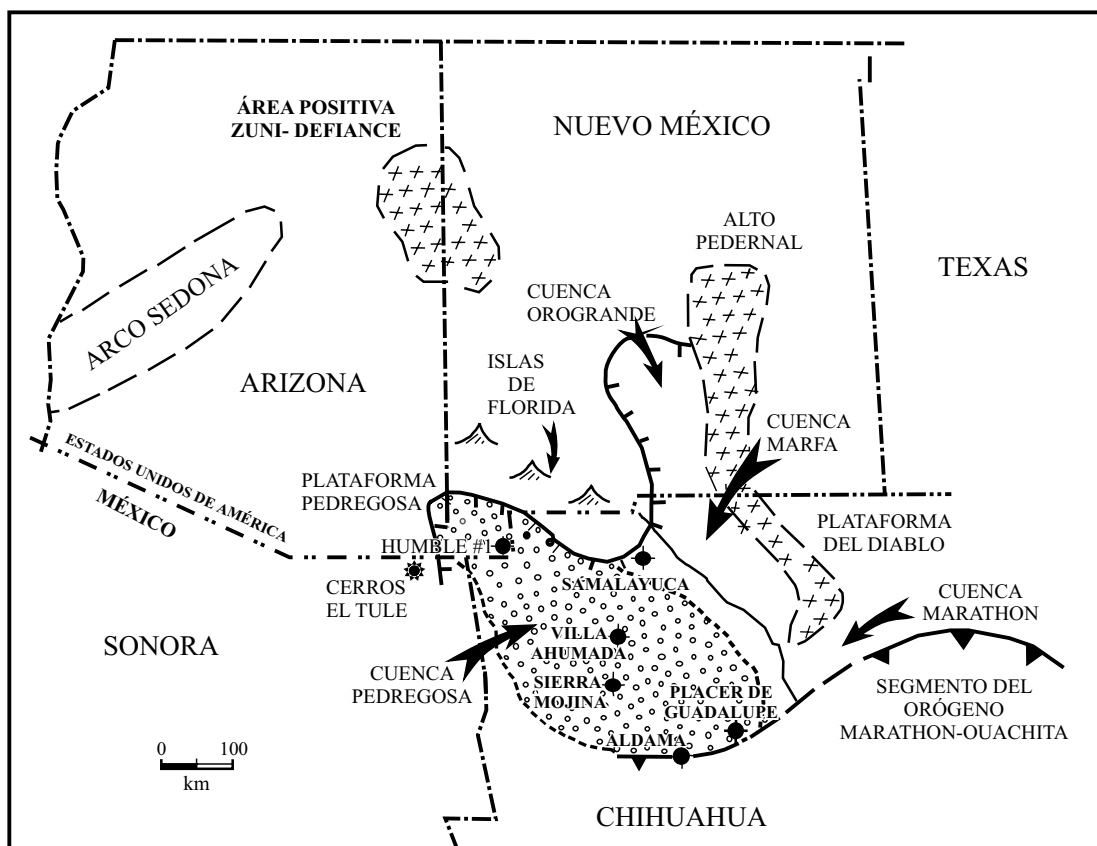


Figura 2. Esquema de las cuencas Pedregosa y Orogrande y de las otras unidades tectónicas de la frontera México-EUA (modificado de Armin, 1987).

Esta nomenclatura se extiende a formaciones estratigráficas de Nuevo México (EUA) con los trabajos de Zeller (1966), Toomey y Windland (1973), Thompson y Jacka (1981) y Wilde (2006), y a las del estado de Chihuahua (México) con los trabajos de Wilson *et al.* (1969), Téllez-Girón (1979) y Vachard y Téllez-Girón (1986). Además, es posible comparar las microfaunas de fusulínidos de Texas, del Mesocontinente y de los Apalaches en los Estados Unidos de Norteamérica, con los trabajos de Ross (1965 y 1969b); Toomey (1983); Douglass (1987) y Groves (1991). Las series en el sureste de Arizona son particularmente importantes en estratigrafía de secuencias, porque ahí fue el sitio donde las definieron Ross y Ross (1987, 1988). El trabajo paleoecológico en la Caliza Leavenworth (Gzheliano = Virgiliano) del Mesocontinente de EUA puede servir de referencia para este tipo de calizas (Toomey, 1983).

La región de Cananea fue primeramente estudiada por Peiffer-Rangin (1987), quien comparó las formaciones locales con las expuestas en Arizona. Un estudio más reciente, elaborado por Blodgett *et al.* (2002), trata de las macrofaunas del Pérmico inferior.

En los cerros El Tule solo se han descrito e ilustrado unos cuantos géneros de fusulínidos del Pensilvánico (Peiffer-Rangin, 1987; González-León, 1986; Gómez-Espinosa *et al.*, 2008).

La intención del presente trabajo es la de describir e ilustrar los aspectos más sobresalientes de las rocas sedimentarias depositadas entre el Misisípico y el Pérmico. Primero se describe la microfauna que permite identificar los pisos de esas series en los cerros El Tule, usando la clasificación de Heckel y Clayton (2006) y las edades radiométricas de Menning *et al.* (2006), Ramezani *et al.* (2007) y Davydov *et al.* (2010). El segundo objetivo es ilustrar los organismos índices estratigráficos.

Se presenta una discusión para entender las diferencias paleoambientales entre el Mesocontinente de los EUA, donde predominan los ciclotemas, y los cerros El Tule. Además, se especula sobre ciertas características climáticas ocurridas durante el paroxismo de la LPIA, y algunas migraciones tardías de foraminíferos desde el mar Tethys hasta América del Norte.

Localización

El área de estudio se ubica en la región central-norte del estado de Sonora; particularmente el rancho El Tule se ubica a 35 km al NNE de la ciudad de Cananea (Figura 1).

Para acceder a la zona donde aflora la secuencia del Paleozoico, se llega a la ciudad de Cananea por la carretera

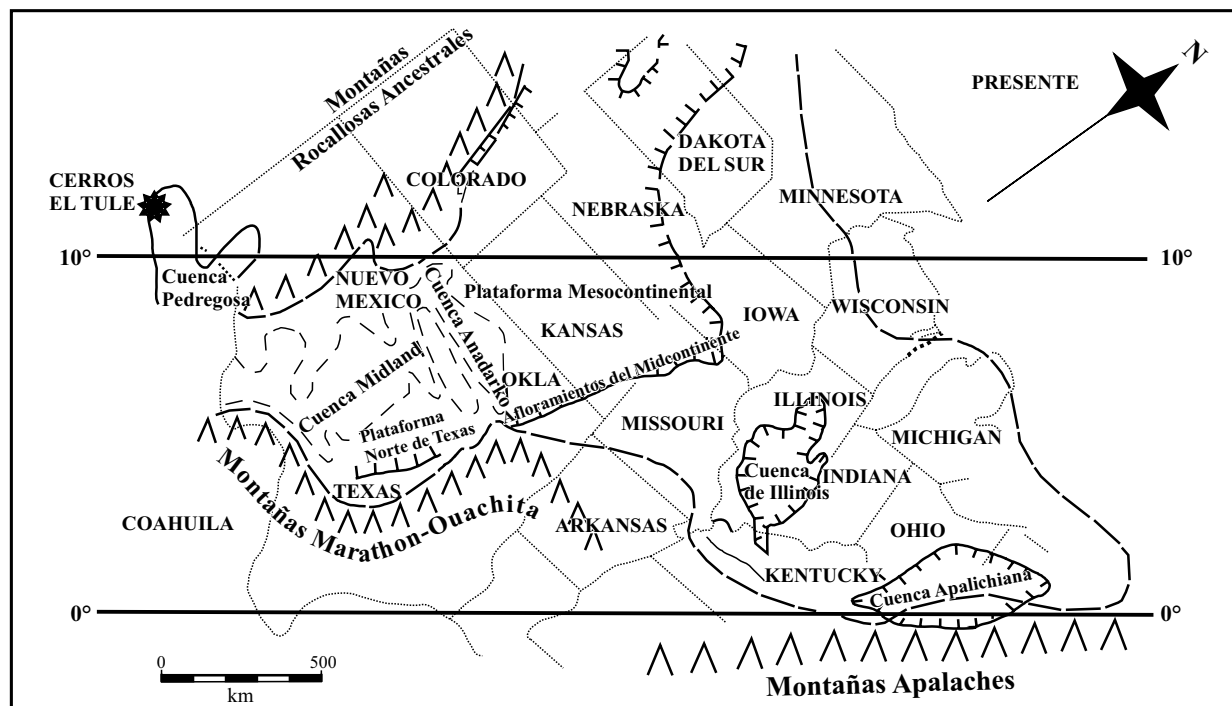


Figura 3. Localización de los cerros de Tule y del mar del Mesocontinente de EUA donde se establecen las ciclotemas (modificado de Boardman *et al.*, 1991).

federal no. 2, y se transitan unos 45 km de terracería que conducen a los cerros El Tule, que tienen una altitud de 1490 m s.n.m.

Los cerros El Tule cubren un área de 1 km², en donde aflora una serie de rocas sedimentarias, cuya edad varía desde finales del Misisípico hasta el Pérmico temprano. Esta secuencia se encuentra expuesta a partir de la cota 1500 y hasta la cima que alcanza una altitud de 1620 m s.n.m.

BIOESTRATIGRAFÍA

La secuencia estratigráfica expuesta en los cerros El Tule, comprende desde el Misisípico hasta principios del Pérmico y su espesor alcanza 680 metros.

Las rocas del Misisípico son los primeros 140 m de la columna estratigráfica; le siguen 380 m que corresponden a depósitos del Pensilvánico y en la parte superior afloran 160 m del Pérmico Inferior (Figuras 4 y 5).

Misisípico

Tournaisiano (Kinderhookiano-Osageano inferior)

Los primeros 70 m de la columna estratigráfica incluyen rocas del Misisípico (Tournaisiano), las cuales están limitadas en su borde oriental por una falla de gran ángulo. Los 30 m del inicio de la columna estratigráfica corresponden a caliza de color gris oscuro y textura fina, constituidas por calcita microcristalina, en estratos que varían en espesor

desde 30 cm hasta 1.5 m y con una densa red de vetillas de calcita. Localmente se encuentran cuerpos irregulares de pedernal, con tonalidades rojizas en superficies de intemperismo, los cuales son paralelos a la estratificación. Por otra parte, son numerosas las estructuras de laminación en forma de una alternancia de capas milimétricas oscuras y claras. Algunos niveles de roca presentan una textura moteada probablemente ocasionada por procesos de dolomitización.

Entre los 30 y 50 metros de la columna, los estratos presentan un menor espesor, variando desde 10 hasta 20 cm, asociados a numerosas estructuras de laminación. Los siguientes 20 m están compuestos por caliza con estratificación de gruesa a masiva, similar a la base de la columna estratigráfica, con gran abundancia de placas articulares de crinoides, que forman encrinita. Además, diversos horizontes litológicos contienen corales zafréntidos y escasos braquiópodos.

En general, la litología se caracteriza por la presencia de calizas de 40 cm de color gris claro en superficie de intemperismo y gris oscuro en superficie fresca, textura fina que corresponden a *packstone-grainstone* bioclásticos con algunos foraminíferos endotíridos, briozoarios fenestélidos, corales solitarios zafréntidos y coloniales del género *Syringopora*, esponjas coralinas (*Chaetetes*), escasos braquiópodos espiriferidos (*Crurithyris* y *Cleiothyridina*), abundantes placas articulares de crinoides y bivalvos (*Conocardium*).

Entre los microorganismos diagnósticos del Tournaisiano (Armstrong y Mamet, 1988; Brenckle, 1991; Brenckle y Groves, 1987; Skipp, 1969) se encontraron

SISTEMA	SUB SISTEMA	SERIE GLOBAL	PISO GLOBAL EUROPA DEL ESTE	PISO REGIONAL NORTE AMÉRICA	PISO GLOBAL EUROPA DEL ESTE
CARBONÍFERO	PENSIUVÁNICO	SUPERIOR	GZHELIANO	VIRGILIANO	AUTORIANO INFERIOR
			KASIMOVINO	MISSOURIANO	STEPHANIANO
		MEDIO	MOSCOVIANO	DESMOIDESIANO	WESTPHALIANO
			BASHKIRIANO	ATOKANO	WESTPHALIANO
		INFERIOR		MORROWANO	NAMURIANO
	MISISÍPICO	SUPERIOR	SERPUKHOVIANO	CHESTERIANO	
		MEDIO	WISEANO	MERAMECIANO	WISEANO
				OSAGEANO	
		INFERIOR	TOURNACIANO	KINDERHOOKIANO	TOURNAISIANO

Figura 4. Cuadro bioestratigráfico (según Heckel y Clayton, 2006, modificado).

los foraminíferos *Earlandia minor* (Rauzer-Chernousova, 1948), *Tuberendothyra safonovae* Skipp, 1969 (Figura 6.1), *Inflatoendothyra parainflata* (Bogush y Juferev, 1970), (Figura 6.2) y *Urbanella?* sp. (Figura 6.3).

Los depósitos carbonatados parecen haberse depositado en condiciones de tormenta a profundidades muy someras, las que pudieron variar alrededor de los 10 m.

Viseano-Serpukhoviano (Osageano superior-Chesteriano)

Los siguientes 70 m corresponden a los depósitos de la parte terminal del Misisípico (Viseano-Serpukhoviano) cuya edad es inferida por la superposición de los estratos entre el Tournaisiano superior y el Bashkiriano, ambos bien caracterizados (Figura 5).

La columna estratigráfica continúa formada por rocas carbonatadas, interrumpidas por delgadísimos horizontes arcillosos-carbonatados; las rocas carbonatadas tienen una estratificación que varía de gruesa a masiva, con algunos cuerpos irregulares de pedernal. Se presentan corales solitarios cf. *Amplexizaphrentis* (Figura 7.9). Asimismo, es posible observar, en las calizas gruesas, escasos corales coloniales como *Syringopora* (Figura 7.11), corales solitarios zafrentidos; briozoarios laminares (fenestélidos) y ramosos, braquiópodos terebratulídeos y espiriféridos. Numerosos horizontes carbonatados incluyen abundantes placas articulares de crinoides mal conservadas, las cuales forman encrinita o *grainstone* (Figura 7.13). En la cima del Misisípico aparece un par de capas de pedernal, con un espesor de unos 30 cm, de color negro en fractura fresca y

blanquecinos a amarillento-rojizos en superficie de intemperismo. Probablemente, estas capas representan el límite estratigráfico entre el Misisípico y el Pensilvánico.

Pensilvánico

Bashkiriano (Morrowano)

Durante el inicio del Pensilvánico (Bashkiriano) la sedimentación carbonatada en los niveles comprendidos entre 140 m y 180 m (Figura 5), se caracteriza por estratos delgados que varían entre 30 y 80 cm de espesor. La caliza, en superficie fresca, tiene color gris oscuro e intemperiza en color gris claro; se observa una densa red de vetillas de calcita. La característica más distintiva de esta parte de la columna sedimentaria, es que con frecuencia las rocas presentan una textura moteada, debido a procesos de dolomitización. Los 40 m de caliza se ven interrumpidos por niveles delgados de lutita y limolita calcáreas. El contenido faunístico consistió en escasos gasterópodos tylostomados (Figura 7.4) placas articulares de crinoides que se identificaron como *Cyclocaudex jucundus* Moore y Jeffords, 1968 (Figura 7.18) y *Preptopremnum laeve* Moore y Jeffords, 1968 (Figura 7.20) que forman un 2% del volumen de la roca y están asociadas a intraclastos con fragmentos de estromatolitos retrabajados y escasos braquiópodos productidos.

La composición de las rocas sugiere un paleoambiente de plataforma interna somera o un ambiente marino muy somero, próximo a una zona de intermarea, con pequeñas

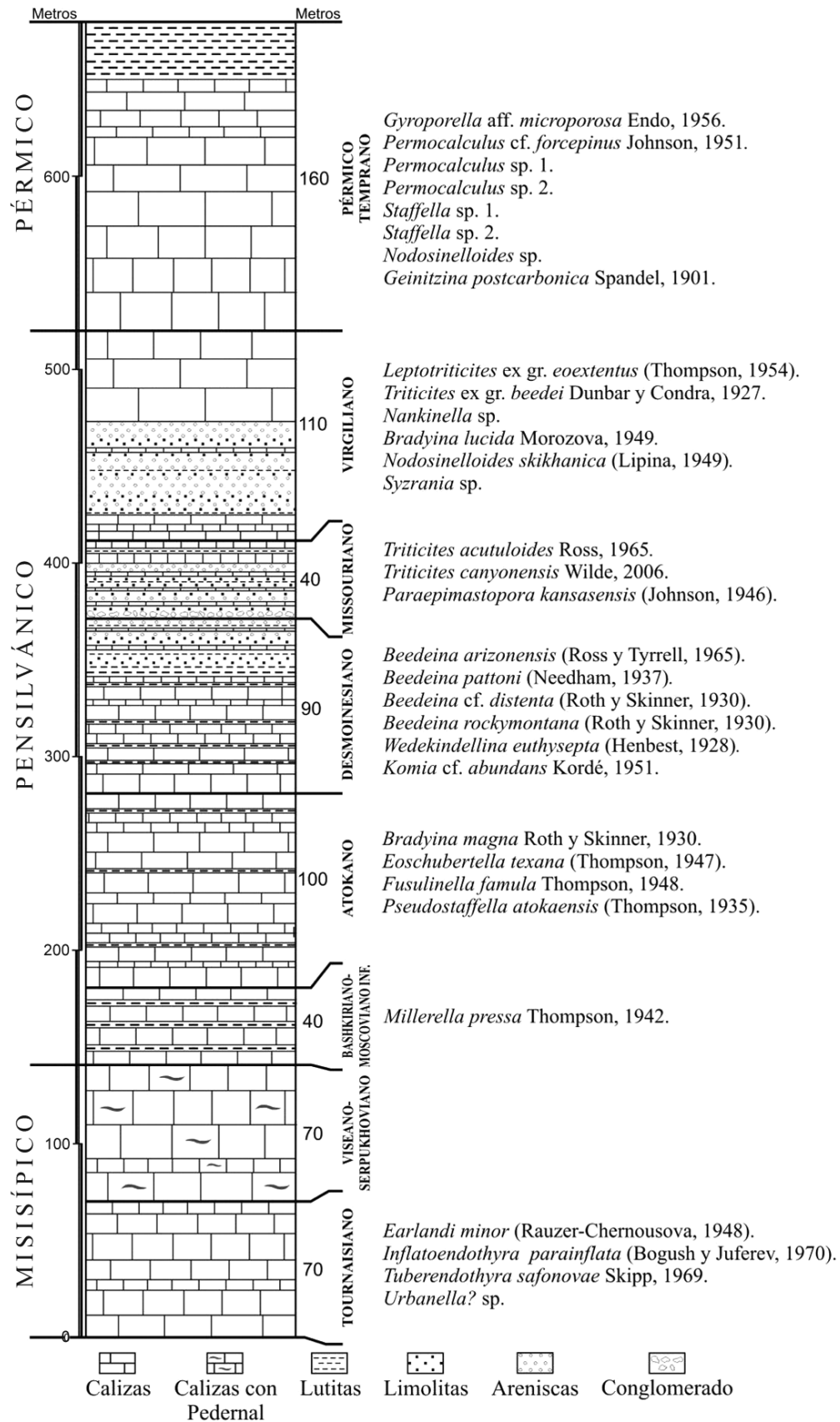


Figura 5. Columna estratigráfica de los cerros El Tule.

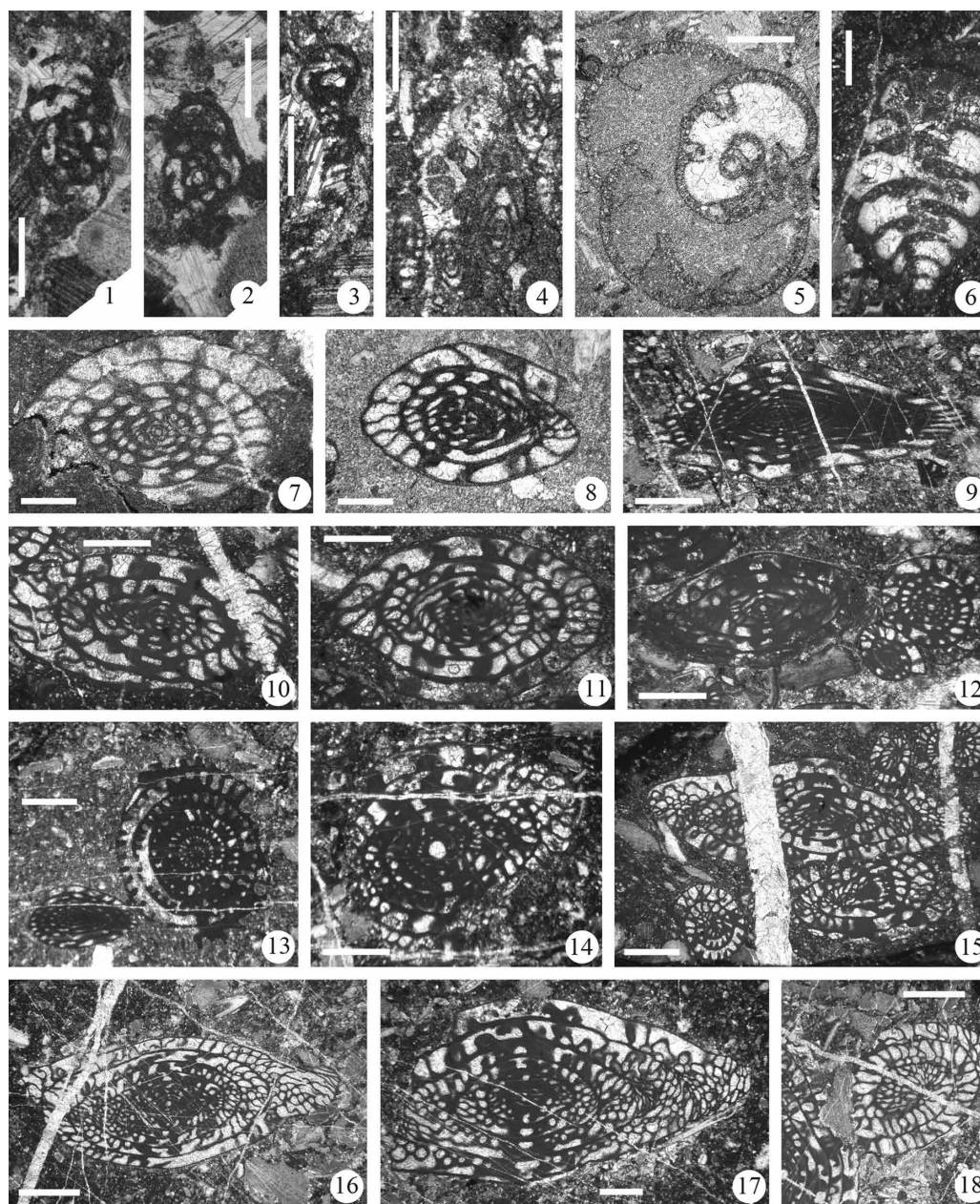


Figura 6. Foraminíferos del Misisípico-Pensilvánico Medio de los cerros El Tule (Sonora, México). 1: *Tuberendothyra safonovae* Skipp, 1969. Corte subaxial. Tournaisiano tardío/Viseano inferior (Osageano). Muestra TUL05/28. Foto T90. X 39 (barra de escala = 0.500 mm). 2: *Inflatoendothyra parainflata* (Bogush y Juferev, 1970). Corte axial. Tournaisiano tardío/Viseano inferior (Osageano). Muestra TUL05/28. Foto T91. X 39 (barra de escala = 0.500 mm). 3: *Urbanella*? sp. Corte subaxial. Tournaisiano tardío/Viseano inferior (Osageano). Muestra TUL05/28. Foto T94. X 39 (barra de escala = 0.500 mm). 4: *Millerella pressa* Thompson, 1944. Cortes axiales y subaxiales. Bashkiriano (Morrowano). Muestra TUL05/24. Foto T 60. X 39 (barra de escala = 0.500 mm). 5: *Bradyina magna* Roth y Skinner, 1930. Corte transversal. Moscoviano superior (= Atokano superior). Muestra TUL05/26. Foto T65. X 17.5 (barra de escala = 0.200 mm). 6: *Climacamina moelleri* Reitlinger, 1950. Corte axial. Moscoviano superior (Desmoinesiano inferior). Muestra TUL05/20. Foto T69. X 22 (barra de escala = 0.200 mm). 7: *Fusulinella* sp. Corte axial oblicuo. Moscoviano superior (= Atokano superior). Muestra TUL05/25. Foto T64. X 28 (barra de escala = 0.250 mm). 8: *Fusulinella famula* Thompson, 1948. Corte subaxial. Moscoviano superior (= Atokano superior). Muestra TUL05/26. Foto T56. X 28 (barra de escala = 0.250 mm). 9: *Wedekindellina euthysepta* (Henbest, 1928). Corte axial oblicuo. Moscoviano superior (Desmoinesiano inferior). Muestra ST2/MX04. Foto T68. X 17.5 (barra de escala = 0.200 mm). 10-12. *Beedeina arizonensis* (Ross y Tyrell, 1965). Moscoviano superior (Desmoinesiano inferior). 10. Muestra TUL05/20. Foto T72. X 17.5 (barra de escala = 0.200 mm). 11. Muestra TUL05/20. Foto T71. X 17.5 (barra de escala = 0.200 mm). 12. Muestra TUL05/20. Foto T70. X 17.5 (barra de escala = 0.200 mm). 13. *Wedekindellina euthysepta* (Henbest, 1928) (corte subaxial; a la izquierda) y *Beedeina cf. distenta* (Roth y Skinner, 1930) (corte transversal; a la derecha). Moscoviano superior (Desmoinesiano inferior). Muestra ST2/MX04. Foto T66. X 14 (barra de escala = 0.500 mm). 14. *Beedeina cf. distenta* (Roth y Skinner, 1930) (corte axial). Moscoviano superior (Desmoinesiano inferior). Muestra ST2/MX04. Foto T67. X 17.5 (barra de escala = 0.200 mm). 15. *Beedeina pattoni* (Needham, 1937). Moscoviano superior (Desmoinesiano inferior). Muestra TUL05/20. Foto T73. X 11 (barra de escala = 0.200 mm). 16-18. *Beedeina rockymontana* (Roth y Skinner, 1930). Moscoviano superior (Desmoinesiano inferior). 16. Corte axial. Muestra ST2/MX04. Foto T76. X 11 (barra de escala = 0.200 mm). 17. Corte axial. Muestra ST2/MX04. Foto T77. X 14 (barra de escala = 0.500 mm). 18. Corte subtransversal. Muestra ST6/MX04. Foto T84. X 11 (barra de escala = 0.200 mm).

grietas de desecación que pueden ser comparadas con las ilustradas por Ainardi y Champetier (1976) y Thériault y Desrochers (1994). Es decir, es un depósito marino somero que evolucionó en un *vertic calcisol* (Mack et al., 1993). La caliza contiene fusulinidos de la especie *Millerella pressa* Thompson, 1944 (Figuras 6.4, 8.10), que es contemporánea de *Millerella marblensis* Thompson, 1942, indicativa del Morrowano tardío y de la zona superior de *Eostaffella-Millerella* M2 (Wilde, 1990). Este fusulinido también es abundante en la Formación Horquilla, expuesta en el estado de Chihuahua (Téllez-Girón, 1979). Además la edad se confirma por *Asteroarchaediscus postrugosus* (Reitlinger, 1949) identificada por Peiffer-Rangin (1987).

Parte inferior del Moscoviano superior (Podolskiano = Atokano superior)

Los siguientes 100 m de la columna estratigráfica (180-280 m; Figura 5), corresponden a la parte inferior del Moscoviano superior y consisten en calizas gris oscuro que en superficie intemperizada tiene un color gris blanquecino, con una densa red de vetillas de calcita y estratos que varían en espesor desde 40 cm hasta 2 m. Localmente, en la columna hay capas de caliza, de 10 a 20 cm de espesor, que abarcan tramos en la columna de 2.5 a 3 m. La roca presenta textura gruesa por su alto contenido de fragmentos de crinoides que permite clasificarla como *grainstone*. Los planos de estratificación de la caliza son irregulares y mal definidos, sin embargo es posible determinar que el rumbo de los estratos es NW-SE, con fuertes buzamientos hacia el suroeste. La secuencia ha experimentado diastrofismo local, el cual no permite distinguir fácilmente los planos de estratificación. Entre los niveles 220 y 250 m, se encontraron numerosos cuerpos irregulares, laminillas paralelas a la estratificación y estructuras arriñonadas de pedernal que al intemperismo presentan superficies café amarillentas.

Las calizas contienen numerosas placas articulares de crinoides que se identificaron como *Lamprosterigma erathense* Moore y Jeffords, 1968 (Figura 7.16), *L. mirificum* Moore y Jeffords, 1968 (Figura 7.17), *Cyclocrista martini* Moore y Jeffords, 1968 (Figura 7.19), *Preptopremnum rugosum* Moore y Jeffords, 1968 (Figura 7.21), *Cycloscapus laevis* Moore y Jeffords, 1968 (Figura 7.22), *Barychyr anosus* Moore y Jeffords, 1968 (Figura 7.23), *Pentadirica rothi* Moore y Jeffords, 1968 (Figura 7.24) y *Cyclocaudex costatus* Moore y Jeffords, 1968 (Figura 7.25) y numerosos fusulinidos. La biota asociada es abundante, variada y distintiva del Pensilvánico: se encontraron braquiópodos terebratulidos, productidos y espiriferidos como *Neospirifer* (Figura 7.7) y *Punctospirifer* (Figura 7.8), escasos corales solitarios zafrentidos y otros coloniales (*Syringopora*), escasas esponjas coralinas como *Chaetetes* (Figura 7.2), briozoarios fenestélidos y criptostomados (Figura 7.6) y escasos gasterópodos y algas.

Algunas capas de caliza se clasifican como *grainstone* por su contenido de fragmentos de braquiópodos, oolitos y algunas conchas de invertebrados, que muestran

en la superficie costras de cianobacterias. Otras calizas se identifican como *wackestone* y *packstone*, en las que se encontraron *micropellets*, rizomorfos, ostrácodos, bivalvos, crinoides, fragmentos de trilobites y estructuras *birdseyes* o fenestrales. En consecuencia se trata de depósitos originados en el límite entre ambientes de intermarea y supramarea.

Los fusulinidos, como *Fusulinella* sp. (Figura 6.7) fueron depositados por marea alta (Hippensteel y Martin, 1999). Los microorganismos identificados en estos niveles son *Endothyra* sp., *Fusulinella* sp. y *Globivalvulina* sp.. También se observaron pequeños foraminíferos como *Planoendothyra* sp., *Bradyina magna* Roth y Skinner, 1930, y otros de gran tamaño como *Climacamina* sp.; *Tetrataxis* sp.; *Globivalvulina minima* Reitlinger, 1950; *G. moderata* Reitlinger, 1949; *G. sp.* y también algas como *Komia* sp.; pequeños gusanos identificados con *Spirorbis* sp. y fusulinidos de las especies *Millerella* sp. (Figura 8.14); *Pseudostaffella atokaensis* (Thompson, 1935); *Schubertellina texana* (Thompson, 1947) y *Fusulinella famula* Thompson, 1948 (Figuras 6.8, 8.5); este último fósil indica una edad del Moscoviano tardío (Atokano tardío) y corresponde a la zona A4 de Wilde (1990). Los ambientes son muy someros ya que *Fusulinella famula* está asociada con algunas oolitas radiales-fibrosas *sensu* Flügel (2004, p. 144), (Figura 8.5). Las capas marinas alternan con otras que contienen rizomorfos (Figura 9.1).

Parte superior del Moscoviano superior (Myachkoviano = Desmoinesiano)

A continuación están expuestos 90 m (a 280-370 m de la base; Figura 5) de estratos que fueron depositados durante el Moscoviano tardío y que se caracterizan por calizas de color café amarillento, un poco arcillosas, aparentemente desprovistas de fósiles, numerosas estructuras de laminación que integran cuerpos que varían de 10 a 45 cm en espesor.

Los 20 m basales de esta parte de la columna estratigráfica son calizas de color gris oscuro, que intemperizan a gris claro, con una densa red de vetillas milimétricas de calcita, localmente con cuerpos irregulares de pedernal negro que intemperizan en tonos amarillentos debido a la oxidación del hierro que contienen. Las capas de caliza están interrumpidas, al menos, por dos cuerpos de limolita, cubiertos por suelo regolítico en espesores que varían de 2.5 a 3.5 m. En los siguientes 40 m de la sección, se encontraron fusulinidos, briozoarios fenestélidos, columnas y placas articulares de crinoides y escasos braquiópodos (terebratulidos, espiriferidos) y algas.

La litología de los 70 m superiores consiste en calizas de grano fino, gris oscuro en superficie fresca y gris claro al intemperismo, con una marcada estructura de laminación, en estratos que varían de 10 a 20 cm, que incluyen limo y arena fina que le dan a la roca una textura granulosa. Las calizas alternan con horizontes delgados a gruesos de limolita y arenisca de grano fino. De esta última parte de la secuencia pensilvánica, la mitad superior aparentemente carece de fósiles.

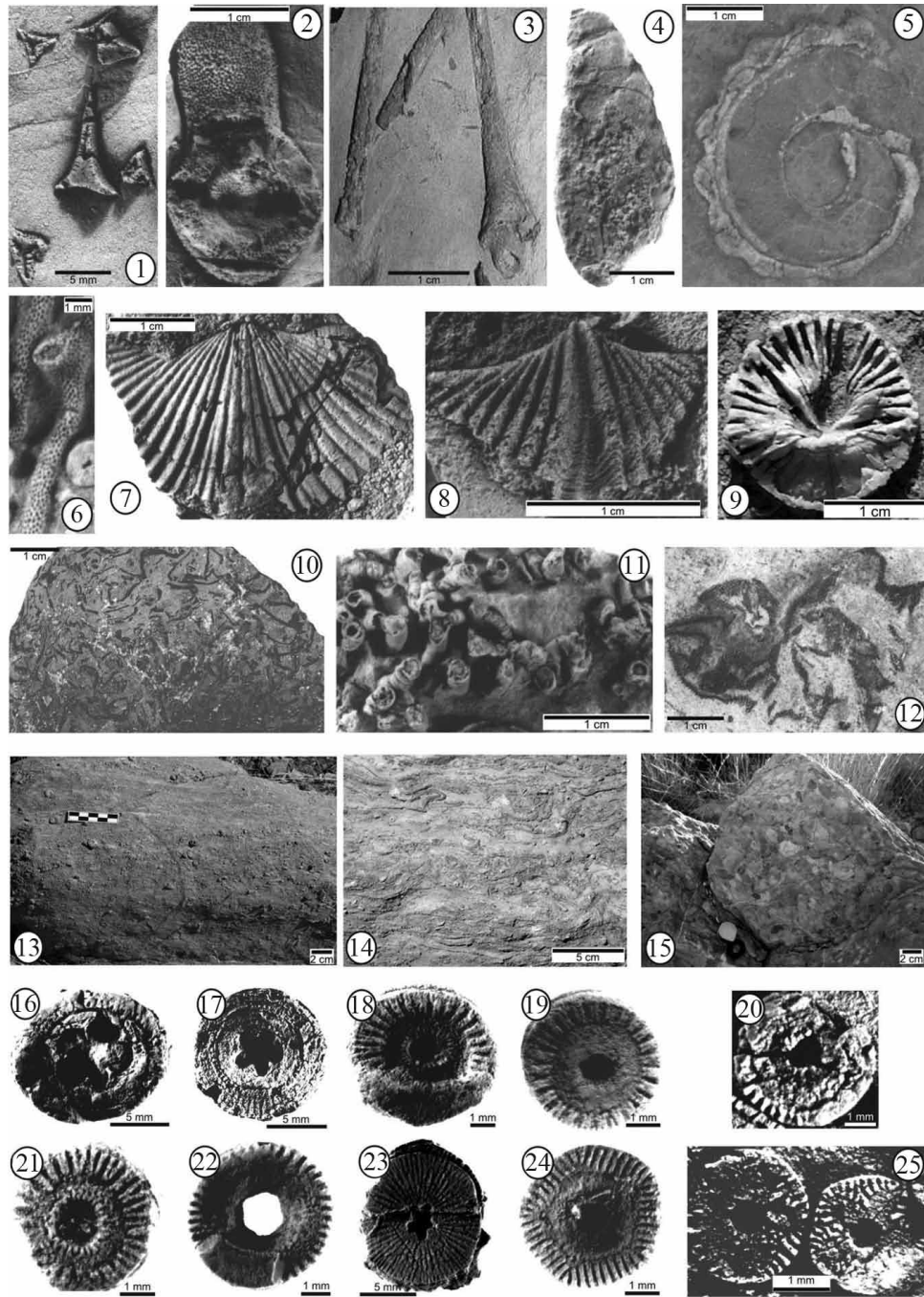


Figura 7. Biota del Misisípico-Pensilvánico de los cerros El Tule (Sonora, México). 1. Briozoario *Prismopora* sp. Muestra USDG-26 (barra de escala = 5 mm). 2. Porífera *Chaetetes* sp. Muestra USDG-27 (barra de escala = 1 cm). 3. Radiolas de equinoides cidáridos. Muestra USDG-28 (barra de escala = 1 cm). 4. Gasterópodo tilostómido. Muestra USDG-29 (barra de escala = 1 cm). 5. Gasterópodo *Trachydonia* sp. Muestra USDG-30 (barra de escala = 1 cm). 6. Briozoario ramoso. Muestra USDG-31 (barra de escala = 1 cm). 7. Braquiópodo *Neospirifer* sp. Muestra USDG-32 (barra de escala = 1 cm). 8. Braquiópodo *Punctospirifer* sp. Muestra USDG-33 (barra de escala = 1 cm). 9. Coral *Amplexizaphrentis* sp. Muestra USDG-34 (barra de escala = 1 cm). 10. Alga *Eugonophyllum* sp. Muestra USDG-35 (barra de escala = 1 cm). 11. Coral *Syringopora* sp. Muestra USDG-36 (barra de escala = 1 cm). 12. Briozoarios fenestélidos. Muestra USDG-37 (barra de escala = 1 cm). 13. Encrinita/*grainstone* (barra de escala = 2 cm). 14. Nivel de tempestitas (barra de escala = 5 cm). 15. Estructura de erosión rellena por conglomerado (barra de escala = 2 cm). 16. Placa articular de crinoide *Lamprosterigma erathense* Moore y Jeffords, 1968. Muestra USDG-38 (barra de escala = 5 mm). 17. Placa articular de crinoide *Lamprosterigma mirificum* Moore y Jeffords, 1968. Muestra USDG-39 (barra de escala = 5 mm). 18. Placa articular de crinoide *Cyclocaudex jucundus* Moore y Jeffords, 1968. Muestra USDG-40 (barra de escala = 1 mm). 19. Placa articular de crinoide *Cyclocrista martini* Moore y Jeffords, 1968. Muestra USDG-41 (barra de escala = 1 mm). 20. Placa articular de crinoide *Preptopremnun laeve* Moore y Jeffords, 1968. Muestra USDG-42 (barra de escala = 1 mm). 21. Placa articular de crinoide *Preptopremnun rugosum* Moore y Jeffords, 1968. Muestra USDG-43 (barra de escala = 1 mm). 22. Placa articular de crinoide *Cycloscapus laevis* Moore y Jeffords, 1968. Muestra USDG-44 (barra de escala = 1 mm). 23. Placa articular de crinoide *Barychyr anosus* Moore y Jeffords, 1968. Muestra USDG-45 (barra de escala = 5 mm). 24. Placa articular de crinoide *Pentadrica rothi* Moore y Jeffords, 1968. Muestra USDG-46 (barra de escala = 1 mm). 25. Placa articular de crinoide *Cyclocaudex costatus* Moore y Jeffords, 1968. Muestra USDG-47 (barra de escala = 1 mm).

Algunas calizas contienen una abundante biota constituida por esponjas coralinas como *Chaetetes* sp.; briozoarios fenestélidos y ramosos como *Prismopora* sp. (Figura 7.1) y *Streblascopora* sp. (Termier y Termier, 1971; Utgaard, 1983; Nakrem et al., 1991; Ernst, 2000; Legrain, 2006); fusulinidos de la especie *Beedeina* cf. *distenta* (Roth y Skinner, 1930), (Figura 9.2-9.6), fragmentos de crinoides, braquiópodos terebratulidos, productidos, estrofoménidos y espiriferidos y restos de algas como *Eugonophyllum* sp. Diversos horizontes de calizas muestran una concentración de conchas fragmentadas, frecuentemente de braquiópodos, que sugieren depósitos de tormenta (tempestitas).

La porción superior de las rocas del Moscoviano está cubierta por material de pie de monte que impide observar la litología. Las rocas presentan abundantes foraminíferos pequeños de las especies *Eotuberitina reitlingerae* Miklukho-Maklay, 1958; *Endothyra* sp.; *Planoendothyra* sp.; *Bradyina magna*; *B.* sp.; *Climacammina moelleri* Reitlinger, 1950 (Figura 6.6); *C.* sp.; *Deckerella* sp.; *Tetrataxis* sp.; *Polytaxis* sp.; *Globivalvulina minima* Reitlinger, 1950; *G.* sp.; *Syzrania bella* Reitlinger, 1950; microalgas (*sensu lato*) como *Bevocastria* sp.; *Fourstonella johnsonii* (Flügel, 1966 *sensu* Vachard en Massa y Vachard, 1979) *emend.* Vachard y Cózar, 2010; *Komia* cf. *abundans* Kordé, 1951 (Figura 8.3) y fusulinidos identificados como *Schubertellina* sp.; *Eostaffella grozdilovae* Maslo y Vachard, 1997; *Pseudostaffella atokaensis* (Thompson, 1935) (Figura 8.6); *Wedekindellina euthysepta* (Henbest, 1928) (Figura 6.9, 6.13); *Beedeina arizonensis* (Ross y Tyrrell, 1965) (Figuras 6.10-6.12, 8.1); and *B. pattoni* (Needham, 1937) (Figura 6.15). Estos últimos fósiles son índices del Moscoviano superior equivalente al Desmoinesiano inferior e indicativo de la zona DS1 de Wilde (1990).

El contenido de fósiles en las rocas y sus características petrográficas pueden indicar que los sedimentos se depositaron en una plataforma interna, cuya profundidad pudo haber variado entre los 10 y 20 m. Las especies *Wedekindellina euthysepta*, *Beedeina arizonensis* (Ross y Tyrrell, 1965), *B. pattoni*, *B.* cf. *distenta* (Roth y Skinner, 1930) (Figuras 7.14, 9.2) y *B. rockymontana* (Roth y Skinner, 1930) (Figuras 7.16-7.18, 8.2), numerosas en algunas capas suprayacentes, son indicativas de las zonas inferior y media, DS1 y DS2, de *Beedeina* y de las zonas inferior y superior de *Wedekindellina* (Wilde, 1990), y representan un lapso comprendido entre 309 y 304.5 Ma que corresponde a la parte inferior y media inferior del Desmoinesiano. *Komia* es rara en el Moscoviano superior (Atokano y Desmoinesiano) de México (Téllez-Girón, 1979; Almazán-Vázquez et al., 2007a; Gómez-Espinosa et al., 2008).

En los niveles de 330 a 370 m se observan diversos depósitos de *bindstone* o tempestitas, con briozoarios algunos de ellos fenestélidos (Figura 6.12), braquiópodos y fragmentos de crinoides predominantemente. Estas capas pueden corresponder a la parte superior del Desmoinesiano medio (DS3), ya que algunas de estas tempestitas contienen únicamente *Beedeina* cf. *B. distenta* (Roth y Skinner, 1930)

(Figura 9.2) asociadas a abundantes crinoides y briozoarios como *Prismopora* y *Streblascopora* (Figura 9.5). En este caso, el Desmoinesiano superior (DS4-DS5) pudo no haberse depositado, debido a que la superficie estuvo bajo los efectos de la erosión durante el Missouriano. Este hiato es local, ya que el límite Desmoinesiano-Missouriano no parece presentar ninguna interrupción estratigráfica en América del Norte (Falcon-Lang et al., 2011). El nivel de tempestitas de los cerros El Tule se correlaciona, sin duda alguna, con la unidad 21 de González-León (1986).

Las tempestitas del Desmoinesiano (Figura 9.2-9.6) y las estructuras sedimentarias que contienen briozoarios pueden ser comparadas con las de Flügel (2004). En los mares actuales, los briozoarios dominan las comunidades bentónicas, con una proporción de hasta el 80 %, en aguas frías y templadas frías, es decir, en temperaturas inferiores a 20 °C (Waas et al., 1970; Nelson et al., 1982; James et al., 1992; Hageman et al., 1997; Smith et al., 1998; Taylor y Allison, 1998; Amini et al., 2004; Reid et al., 2007); por ello, las asociaciones donde se presentan los briozoarios, es decir, *bryomol*, *bryonoderm* o *hererozoans*, pueden ser utilizadas para caracterizar a los sedimentos carbonatados depositados en mares fríos (Reid et al., 2007). El descenso de la temperatura en los mares pudo haber sido el resultado de un clima continental más frío, de elevaciones glaciales-eustáticas del nivel del mar, de un aumento en la profundidad de los ambientes de depósito, debido a fenómenos tectónicos globales o a una subsidencia general, o a breves fases de elevaciones de agua marina fría hacia la superficie oceánica (Samankassou, 2002). Sin embargo, las conchas de calcita, bajas en contenido de magnesio, dominan ampliamente la fauna y microfauna en las secuencias del Desmoinesiano de los cerros El Tule, lo cual es característico de una época de invernadero (Martin, 1995; Pomar y Hallock, 2008); que es apoyado por Kidder y Worsley (2004) quienes indican que "...el calentamiento por sí mismo sugiere un incremento de la frecuencia e intensidad de ciclones tropicales". Para esta época, se puede proponer un clima estacional, con intervalos húmedos y secos.

El modelo para el Desmoinesiano de los cerros El Tule parece estar constituido por las colonias de briozoarios de "plataforma interna A" de Hageman et al. (1997) que se sitúa entre los 40 y 70 m de profundidad. Del mismo modo, otra comunidad semejante se encuentra en la "plataforma media", entre los 80 y 110 m de profundidad, de Amini et al. (2004). Otros argumentos para estos depósitos corresponden a las microfacies de tempestitas distantes (Flügel, 2004) que se han observado (Figura 9.2) y las secuencias que pueden definirse (Figura 10) y que indican bajas tasas de sedimentación, con eventos de crecimiento bastante rápidos que no permitieron el desarrollo de otro tipo de incrustantes o de crusta, como fue la cianobacteria *Claracrusta*. Otro modelo lo constituyen las láminas de briozoarios (Scholz y Hillmer, 1995) que corresponde más a una invasión rápida de un nuevo sustrato, lo que parece ser el caso en los cerros El Tule.

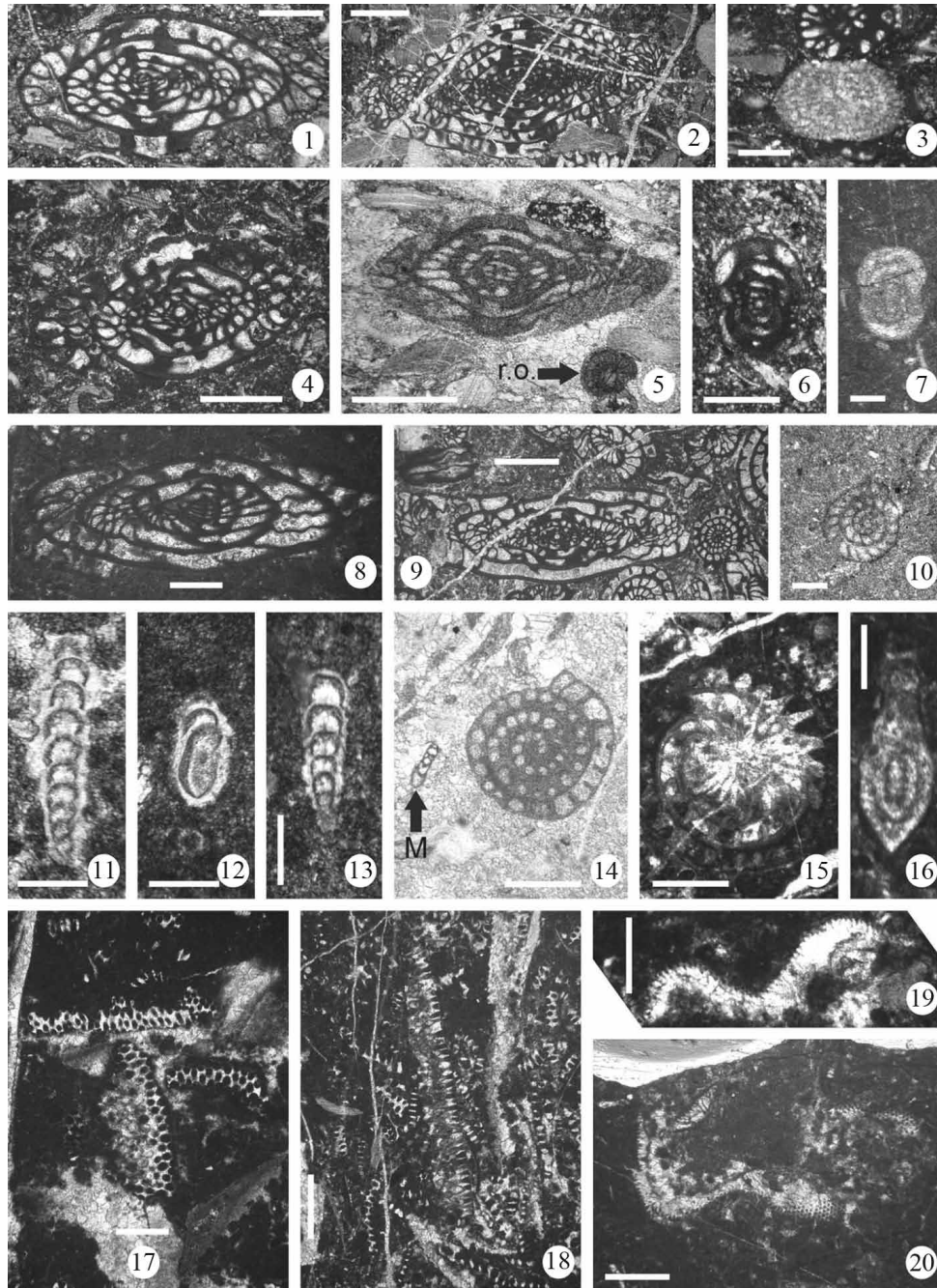


Figura 8. Foraminíferos del Pensilvánico Superior-Pérmico de los cerros de Tule (Sonora, México). 1. *Beedeina arizonensis* (Ross y Tyrell, 1965). Moscoviano superior (Desmoinesiano inferior). Muestra TUL05/21. Foto TE20. X 11 (barra de escala = 0.250 mm). 2. *Beedeina rockymontana* (Roth y Skinner, 1930). Moscoviano superior (Desmoinesiano inferior). Corte axial (ver Figura 7.18). Muestra ST6/MX04. Foto T84. X 10 (barra de escala = 0.200 mm). 3. *Komia* cf. *abundans* Kordé, 1951. Corte transversal. Moscoviano superior (Desmoinesiano inferior). Muestra TUL05/20. Foto TE32. X 11 (barra de escala = 0.250 mm). 4. *Triticites* ex gr. *beedei* Dunbar y Condra, 1927. Corte axial. Muestra MX04/T5. Foto T137. Missouriano. X 14 (barra de escala = 1 mm). 5. *Fusulinella famula* Thompson, 1948 (corte subaxial) y un oide radial ooid (r.o.). Moscoviano superior (= Atokano superior). Muestra TUL05/26. Foto T63. X 28 (barra de escala = 0.500 mm). 6. *Pseudostaffella atokaensis* (Thompson, 1935). Corte axial. Muestra TUL019. Foto TE21. X39 (barra de escala = 0.500 mm). 7. *Staffella* sp. 1. Corte axial. Muestra TUL019. Foto TE37. X 78 (barra de escala = 0.250 mm). 8-9: *Triticites acutuloides* Ross, 1965. 8. Corte subaxial. Muestra 38/39. Foto T145. x 14 (barra de escala = 1 mm). 9. Corte axial. Muestra TUL05/13. Foto T152. x 9 (barra de escala = 1 mm). 10. *Millerella pressa* Thompson, 1944. Corte transversal. Muestra TUL05/24. Foto T61. X 78 (barra de escala = 0.250 mm). 11. *Nodosinelloides* o *Geinitzina* sp. Corte axial. Muestra TUL05/2. Foto T132. X 78 (barra de escala = 0.250 mm). 12. *Geinitzina postcarbonica* Spandel, 1901. Corte transversal oblicuo. Muestra TUL05/2. Foto T133. X 78 (barra de escala = 0.250 mm). 13. *Nodosinelloides* sp. Corte axial. Muestra TUL05/2. Foto T132. X 78 (barra de escala = 0.250 mm). 14. *Fusulinella* sp. y *Millerella* sp. (M). Muestra TUL05/26. Foto T62. X 39 (barra de escala = 0.500 mm). 15. *Staffella* sp. 2. Corte transversal. Muestra 54/55. Foto TE43. X 39 (barra de escala = 0.500 mm). 16. *Pseudoreichelina* sp. Muestra 54/55. Foto TE54. X 39 (barra de escala = 0.500 mm). 17-18: *Gyroporella* aff. *microporosa* Endo, 1956. 17. Cortes longitudinales y tangenciales. Muestra 54/55. Foto T150. X 11 (barra de escala = 1 mm). 18. Cortes longitudinales. Muestra 54/55. Foto T151. X 88 (barra de escala = 1 mm). 19-20: *Permocalculus forcepinus* Johnson, 1951. 19. Muestra 54/55. Foto T142. X 11 (barra de escala = 1 mm). 20. Muestra 54/55. Foto T143. X 17.5 (barra de escala = 0.200 mm).

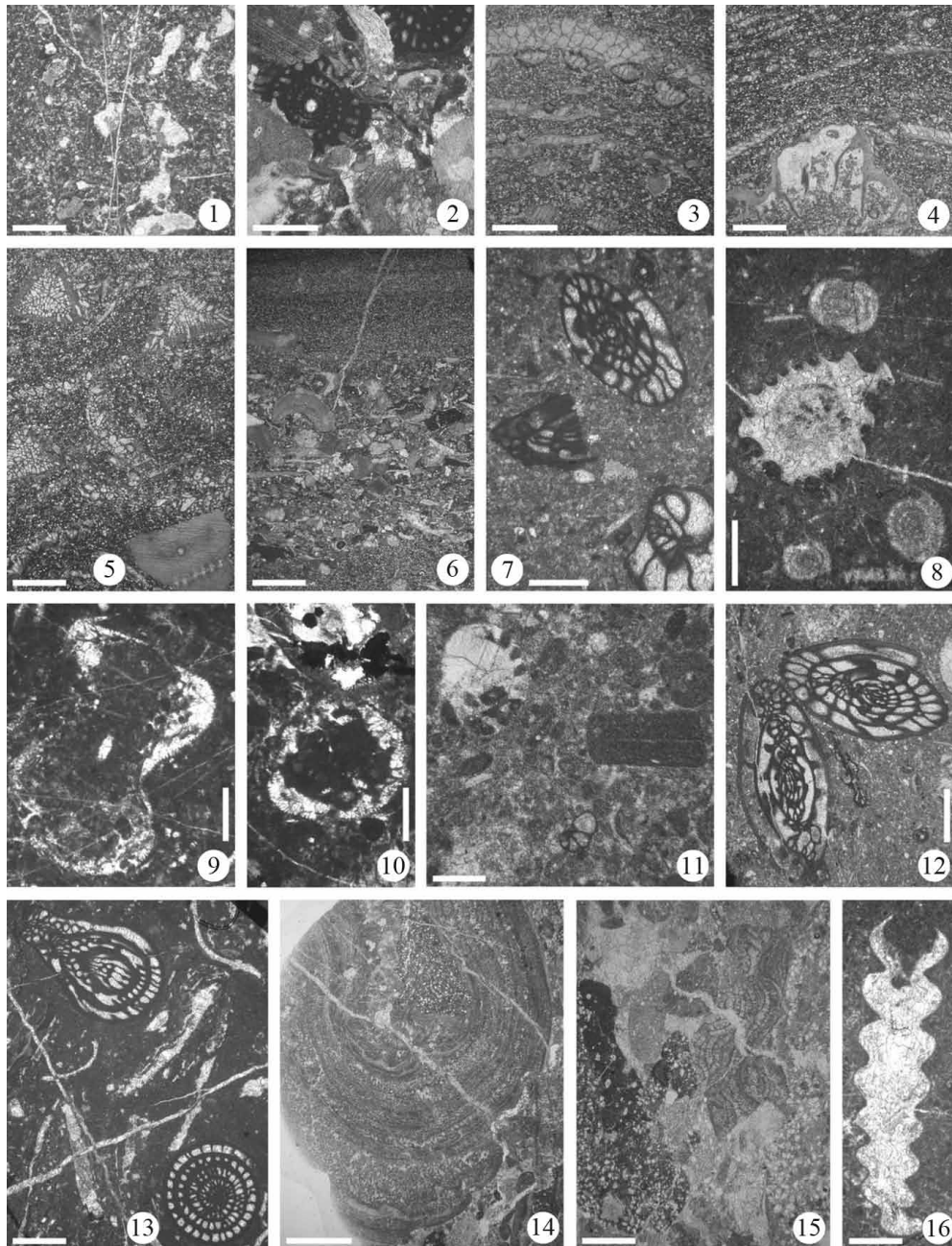


Figura 9. Microfacies pensilvánicas y pérmicas de los cerros El Tule, Sonora, México. 1. *Wackestone* con rizomorfos. Atokano superior. Muestra TUL05/22. Foto T55. X 7 (barra de escala = 1 mm). 2-6. Tempestitas desmoinesianas: 2. *Packstone* bioclástico con *Beedeina* cf. *distenta* (cortes transversal y oblicuo). Desmoinesiano medio. Muestra TUL05/14. Foto T88. X 17.5 (barra de escala = 0.200 mm). 3. *Wackestone* limolítico con briozoarios. Desmoinesiano medio. Muestra TUL05/18. Foto T95. X 8.75 (barra de escala = 1 mm). 4. *Wackestone* limolítico con briozoarios y braquiópodos. Desmoinesiano medio. Muestra TUL05/18. Foto T96. X 5.5 (barra de escala = 1 mm). 5. *Wackestone* limolítico con briozoarios (peculiarmente tres cortes transversales de *Prismopora*) y crinoides. Desmoinesiano medio. Muestra TUL05/14. Foto T97. X 5.5 (barra de escala = 1 mm). 6. *Packstone* bioclástico con caliza microcristalina limolítica. Muestra TUL05/17. Foto T104. X 3.1 (barra de escala = 5 mm). 7. *Floatstone* con *Triticites canyonensis* Wilde, 2006. Missouriano medio. Muestra TUL05/12. Foto T105. X 22 (barra de escala = 0.200 mm). 8. *Wackestone* con *Staffella* sp. 1 (ver Figura 8.7) y un estafélido (centro) muy retrabajado. Pérmico temprano. Muestra TUL05/2. Foto T134. X 17.5 (barra de escala = 0.200 mm). 9-10: 9. Corte longitudinal en dos segmentos. Muestra 54/55. Foto T140. X 14 (barra de escala = 1 mm). 10. Corte transversal. Muestra 54/55. Foto T141. X 14 (barra de escala = 1 mm). 11. *Wackestone* bioclástico con un estafélido (arriba a la izquierda), *Globivalvulina* ex gr. *bulloides* (Brady, 1876) (centro, abajo) y coprolitos (arriba a la derecha). Pérmico temprano. Muestra TUL05/2. Foto T131. X 28 (barra de escala = 0.250 mm). 12. *Floatstone* con *Triticites* sp. en la transición entre *T. canyonensis* Wilde, 2006 y *T. acutuloides* Ross, 1965. Missouriano tardío. Muestra MX04ST5. Foto T136. x 14 (barra de escala = 1 mm). 13. *Floatstone* con *Leptotritites* ex gr. *eoextentus* (Thompson, 1954). Corte subaxial (arriba a la izquierda) y subtransversal (abajo a la derecha). Muestra 42/43. Foto T144. X 5.5 (barra de escala = 1 mm). 14. Oncolito fluvial retrabajado en conglomerado basal del Missouriano. Muestra TUL05/25. Foto T148. X 4.4 (barra de escala = 5 mm). 15. Fragmento de *tufa* (a la derecha) e intraclasto de caliza microcristalina arenosa (izquierda) retrabajado en conglomerado basal del Missouriano. Muestra TUL05/25. Foto T149. X 11 (barra de escala = 1 mm). 16. *Wackestone* con *Permodiculus forcepinus* Johnson, 1951. Corte longitudinal con numerosos segmentos. Muestra 54/55. Foto TE51. x 11 (barra de escala = 1 mm).

Kasimoviano (Missouriano)

Enseguida se encuentran expuestos 40 metros (370-410 m; Figura 5) de rocas sedimentarias depositadas durante el Kasimoviano, de las cuales los primeros 20 m son una alternancia de capas delgadas de limolita que alternan con calizas, cuyos espesores varían desde 20 hasta 70 cm. Las calizas presentan textura fina, constituida por lodo calcáreo de coloración frecuentemente gris clara. Como parte de la composición de las rocas carbonatadas es posible encontrar escasos ejemplares silicificados de crinoides, corales solitarios zafréntidos y braquiópodos terebratulidos.

En esta parte de la secuencia estratigráfica son numerosas las capas de tempestitas (Figura 7.14), en donde se muestra una fuerte proporción de fragmentos de columnas de crinoides mal conservados, así como braquiópodos, briozoarios y algas, entre otros organismos, visiblemente fragmentados y alineados de acuerdo a las corrientes de depósito. La sedimentación de la mitad superior del Kasimoviano es predominantemente clástica: varía de limolita a arenisca de grano fino y localmente hay conglomerados con gravas de 1 cm de diámetro, que han derivado de la erosión de calizas fluviales y lacustres (Figura 9.14-9.16), con algunos otros fragmentos de pedernal y cementadas por carbonato de calcio.

En el nivel 370 m de la columna estratigráfica, la base del Kasimoviano, aflora una estructura de erosión rellenada por un conglomerado (Figura 7.15) constituido por fragmentos arredondados de calizas y dolomías, de diámetro que varía de 2 mm a 5 cm; predominan los clastos de 3 cm. El espesor máximo del estrato conglomerático es de 45 cm, adelgazándose rápidamente, de manera lateral, a espesores de 5 cm. Sin embargo, a lo largo de una distancia de unos 400 m es posible seguirlo como una capa de referencia. Los fragmentos se encuentran inmersos en una matriz arenosa, de grano grueso y cuya composición también proviene de rocas carbonatadas. La roca tiene una excelente litificación y se encuentra cortada por numerosas vetillas de calcita de 1 a 2 mm de espesor. Una significativa cantidad de los cantos parecen oncoides de tipo *tufa* o estromatolitos fluviales o lacustres, similares a los mencionados por otros autores como Bradley, 1929; Bertrand-Sarfati *et al.*, 1966; Crouzel *et al.*, 1972; Donsimoni y Giot, 1977; Durand *et al.*, 1984; Freytet y Plet (1991); Rouchy *et al.*, 1996; Freytet *et al.*, 1999; Flügel, 2004; Eberth y Berman, 2005; Arenas *et al.*, 2007. Probablemente estas bioconstrucciones fueron algas Rivulariaceae. Únicamente el foraminífero *Globivalvulina mosquensis* Reitlinger, 1950 es la prueba de la existencia de sedimentos marinos; por lo tanto, la base de la secuencia caracterizada por una estructura erosiva, es testimonio de una emersión y un depósito durante un nivel del mar bajo.

El depósito transgresivo inmediatamente posterior, está formado por calizas microcristalinas que alternan con *wackestone* que presentan escasos braquiópodos espiriféridos, corales zafréntidos y fragmentos de crinoides; sin embargo, los fusulinidos son numerosos. Los niveles

estratigráficos ricos en microorganismos contienen especies de microalgas (*sensu lato*) como *Bevocastria* sp.; *Fourstonella johnsoni* y *Paraepimastopora kansasensis* (Johnson, 1946) Roux, 1989; pequeños foraminíferos de las especies *Bradyina lucida* Morozova 1949; *B.* sp.; *Climacammina* sp.; *Globivalvulina bulloides* (Brady, 1876); *G. minima*; *G. moderata*; *G.* sp.; *Polytaxis* sp.; *Tetrataxis* sp.; *Syzrania bella* y fusulinidos que corresponden a *Triticites canyonensis* Wilde, 2006 (Figura 9.7) y *Triticites acutuloides* Ross, 1965 (Figura 8.8-8.9). Las especies mencionadas vivieron durante el Missouriano temprano y medio (Wilde, 1990), un lapso comprendido entre 293 y 296 Ma que indica las zonas primera, segunda y tercera (MC1, MC2 y MC3) de *Triticites*, mientras que de acuerdo a Ross (1969a), *T. acutuloides* puede encontrarse hasta el Missouriano tardío.

Los niveles estratigráficos que representan una inundación máxima (MFS, por sus siglas en inglés) se caracterizan por *rudstone* con *Triticites acutuloides* Ross, 1965 (muestra DV13) y que se ubican en la columna estratigráfica entre los niveles 380 y 390 m. Son numerosos los niveles carbonatados compuestos predominantemente por caliza microcristalina y granos de cuarzo del tamaño del limo, que llegan a constituir hasta un 30% del volumen de la roca.

Entre los niveles 380 y 400 m, los estratos de caliza varían de delgados a medianos y alternan con niveles muy delgados arcillosos-carbonatados. Cerca del nivel 390 metros hay un horizonte calcáreo, de 20 cm de espesor, saturado de fusulinidos; además, superpuesto aflora un estrato masivo, en donde los primeros 50 cm también están saturados de fusulinidos. Entre los niveles 380 y 410 m de la columna

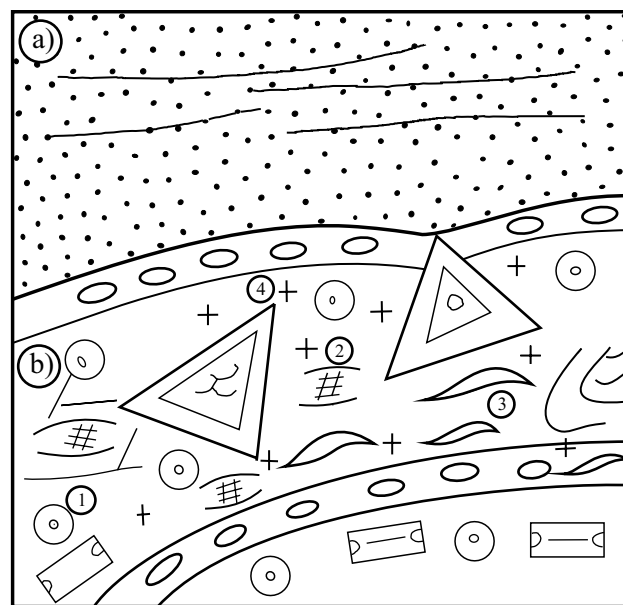


Figura 10. Secuencia del Desmoinesiano con briozoarios. a) caliza microcristalina limolítica con laminaciones; b) *rudstone* bioclástico: (1) crinoides; (2) fenestélidos; (3) *Beedeina* cf. *distenta*; (4) *Prismopora* sp.

estratigráfica las características litológicas y su contenido de fauna fósil se resumen de la manera siguiente: en las calizas se encuentran abundantes fragmentos de crinoides, algunos braquiópodos que podrían corresponder a terebratulidos, así como escasos corales solitarios. Un horizonte de caliza, de unos 12 cm de espesor, contiene algunos fusulínidos de hasta 3 mm de longitud. Se sitúa entre 380 y 390 m desde la base de la sección y contiene *Triticites acutuloides*. Hacia arriba, a partir del nivel 400 m, las rocas carbonatadas, hasta su límite con las rocas del Virgiliano, se vuelven gruesas en espesor y ciertos horizontes, en su base, presentan fragmentos de crinoides y fusulínidos bien conservados.

Las rocas se originaron en ambientes marinos someros, posiblemente hasta lagunares, y cuya profundidad pudo haberse encontrado entre 10 y 25 metros. En la parte superior de la columna estratigráfica afloran rocas carbonatadas que corresponden a *floatstone* y que contienen fusulínidos del género *Triticites* (Figura 9.12) y cuya morfología denota un cambio transicional entre *T. canyonensis* Wilde, 2006 y *T. acutuloides* Ross, 1965.

Gzheliano (= Virgiliano)

La columna estratigráfica correspondiente al Gzheliano, piso superior del Pensilvánico, está constituida, predominantemente, por 110 m de calizas (410-520 m; Figura 5), las cuales varían de gruesas a masivas, presentan un color de gris claro a gris oscuro, textura microcristalina y fractura concoidea.

Los 20 m de la base corresponden a una secuencia de calizas, de tonalidades gris muy claro a gris oscuro, en capas que varían de 30 cm a 1.50 m de espesor, de textura fina y conteniendo escasos fragmentos de braquiópodos, algunos ejemplares de gasterópodos pequeños y fragmentos de crinoides. Consecuentemente, las calizas pueden clasificarse como *mudstone* o *wackestone*. Localmente presentan algunos fusulínidos como *Triticites* ex gr. *beedei* Dunbar y Condra, 1927 (Figura 8.4).

El nivel 410 m tiene 1 m de espesor de caliza con abundantes fusulínidos. Unos 25 m más arriba, aflora otro horizonte delgado, de 25 cm de espesor, de caliza gris café, clasificada como *wackestone* que contiene numerosos fusulínidos bien conservados como *Leptotriticites* ex gr. *eoextentus* (Thompson, 1954) (Figura 9.13) asociados a *Eugonophyllum* sp., *Bradyina lucida*, *Climacammina* sp., *Globivalvulina* sp. y *Syzrania* sp. La edad es ya Virgiliano tardío (VC-3), indicando, hasta el contacto con el Pérmico, una serie muy gruesa del Pensilvánico más tardío. Las rocas carbonatadas contienen numerosas vetillas de calcita, así como láminas y cuerpos irregulares de pedernal.

A partir del nivel 430 m y hasta el 470 m se encuentran expuestos una serie de niveles clásticos, predominantemente limolita y arenisca de grano fino, de color rojizo. La arenisca, en el nivel 466 m, tiene 10 cm de espesor, textura moteada, incluye fragmentos que varían de subangulosos a

subredondeados, y tienen un diámetro predominante entre 0.1 y 0.2 cm. De manera notable, en el nivel 469 m aflora una brecha estratificada de 45 cm de espesor, y cuyos fragmentos tienen, en promedio, un diámetro de 1.5 cm; éstos provienen de calizas o son restos de pedernal contenidos en una matriz arcillosa rojiza.

El nivel 432 m es una capa de caliza con 40 cm de espesor, de textura gruesa y color gris oscuro que contiene algunos ejemplares de gasterópodos, fragmentos de crinoides y estructuras filoides, que podrían ser algas marinas. La arenisca, en el nivel 466 m, tiene 10 cm de espesor, es de textura moteada y sus fragmentos varían de subangulosos a subredondeados, con un diámetro predominante entre 0.1 y 0.2 cm.

A partir del nivel 473 m y hasta su contacto con la secuencia del Pérmico, los niveles superiores del Gzheliano son calizas con estratificación que varía de gruesa a masiva, siendo su espesor desde 70 cm hasta ligeramente superiores a 3 m; localmente hay niveles delgados de calizas con estructura laminar, interrumpidos por horizontes delgados arcillosos-calcáreos. La litología presenta un color gris oscuro en fractura fresca y color gris claro en superficie de intemperismo; el grano de las rocas es fino y se fractura fácilmente dando origen a gravas angulosas. Las rocas carbonatadas no tienen macrofauna y únicamente es posible encontrar escasos fragmentos de crinoides y de corales solitarios. La roca se caracteriza por una densa red de vetillas de calcita y además ciertos horizontes carbonatados presentan algunas estilolitas.

El rumbo de los estratos, en el nivel 510 m, es NW25°SE. En el intervalo 514 m está expuesto un conglomerado constituido por fragmentos arredondados de calizas y dolomías, con un diámetro que varía de 2 mm a 5 cm, siendo el promedio de 3 cm. Los fragmentos se encuentran inmersos en una matriz arenosa, de grano grueso y cuya composición también proviene de rocas carbonatadas. La roca tiene una excelente litificación y se encuentra cortada por numerosas fracturas rellenas de calcita, de 1 a 2 mm de espesor. El contenido biótico de las rocas carbonatadas consiste en microalgas de las especies *Eugonophyllum* sp. y *Epimastopora alpina* (Pia, 1937; Kochansky-Devidé y Herak, 1960); fusulínidos (*Nankinella* sp., *Triticites* sp.) y otros foraminíferos como *Bradyina lucida*, *Climacammina* sp., *Globivalvulina minima*, *G. mosquensis*, *Calcivertella* sp., *Syzrania* sp. y *Nodosinelloides shikhanica* (Lipina, 1949) que indican una edad del Virgiliano. Las características petrográficas de las rocas sugieren que se formaron bajo condiciones de ambientes de plataforma interna.

Pérmico Inferior

La porción más superior de la columna estratigráfica expuesta en los cerros El Tule, es una sedimentación del Pérmico Temprano; está formada por 130 m (520-680 m; Figura 5) de rocas carbonatadas y unos 30 m de rocas clásticas.

El sistema Pérmico, en su mayor parte, está constituido por una secuencia monótona de calizas gris oscuro que intemperizan en gris claro, de fractura concoidea, de grano muy fino, que en su mayoría corresponden a *mudstone*, alternando con una menor proporción de *wackestone* y *packstone*, así como escasos *grainstone* y *rudstone* bioclásticos. Los estratos son masivos en su mayoría, alternando con algunos estratos gruesos, ya que varían desde 80 cm hasta 5 metros. Su contenido biótico es muy escaso y está formado por radiolas de cidáridos de hasta 6 cm de longitud, gasterópodos, fragmentos de crinoides y escasos braquiópodos espiriféridos; la roca presenta numerosas vetillas de calcita. En algunas de ellas, la calcita tiene óxidos de hierro que le dan una tonalidad rojiza clara; asimismo y de manera local contiene cuerpos irregulares, de unos cuantos centímetros de longitud, de pedernal blanquizco que intemperiza en color amarillento.

Al microscopio, las rocas calcáreas que ocupan los niveles estratigráficos desde 520 m hasta 550 m, presentan fragmentos de crinoides y algas; además escasos bivalvos y algunos briozoarios. Particularmente, el horizonte de caliza del nivel 523 m contiene *Nodosinelloides shikhanica* y numerosos restos de *Epimastopora alpina*; además, entre los niveles 540 m y 550 m de la columna litológica, las rocas carbonatadas contienen algas de los géneros *Epimastopora*, *Gyroporella* y *Permocalculus*, asociadas con pequeños foraminíferos como *Calcitornella* sp.

Entre los niveles 610 y 650 m, la estratificación de las calizas es menos potente, variando su espesor desde 20 hasta 60 cm y presentando una textura moteada; en estos niveles es más común la presencia de radiolas de cidáridos, placas articulares de crinoides, corales zafréntidos y braquiópodos terebratulídeos. Al microscopio, las calizas incluyen ostrácodos, briozoarios, espinas de braquiópodos productidos, bivalvos, gasterópodos, crinoides, coprolitos, oncolitos y *pellets*.

El nivel 622 m de la secuencia presenta calizas de grano grueso, de color gris oscuro con abundantes radiolas de cidáridos, asociadas a escasos braquiópodos terebratulídeos y productidos, así como gasterópodos del género *Euomphalus*.

Numerosas calizas contienen microalgas como *Epimastopora alpina*, *Gyroporella* aff. *microporosa* Endo, 1956, (Figura 8.17-8.18), *Permocalculus forcipinus* Johnson, 1951 (Figuras 9.9, 9.10, 8.19 y 8.20), *P. sp. 1* y *P. sp. 2*; pequeños foraminíferos como *Endothyra* sp., *Globivalvulina* ex gr. *bulloides* (Figura 9.11), *G. minima*, *Hemigordius* sp., *Nodosinelloides* sp., *Geinitzina postcarbonica* Spandel, 1901 y *G. sp.*, las cuales están asociadas a fusulinidos de las especies *Nankinella* sp., *Staffella* sp. 1 (Figura 9.8), a una especie indeterminada muy pequeña (Figura 8.7), a *Staffella* sp.2 (Figura 8.15) y a *Pseudoreichelina* sp. (Figura 8.16). Las rocas que contienen este género, señalan una edad del Pérmico, puesto que las ocurrencias comunes a abundantes de *Geinitzina* son indicadores confiables de una edad Asseliano temprano o

aun más joven (Groves y Wahlman, 1997; Groves, 2000; Groves, 2002).

Los 30 m superiores de la secuencia pérmica están compuestos de limolita, de color rojizo, intensamente fracturada y, localmente, de cuerpos irregulares de conglomerado que aparentemente no incluyen macrofósiles. En el nivel 622 m aflora caliza de grano grueso, de color gris oscuro con abundantes radiolas de cidáridos, escasos braquiópodos, terebratulídeos, productidos y gasterópodos del género *Trachydromia* (Figura 7.5).

Estas facies litológicas se ven interrumpidas por una falla de gran ángulo que las ponen en contacto con una brecha sedimentaria, formada por gravas y bloques de caliza y pedernal, incluidos en una matriz arenosa y cementados con calcita; además, fueron afectadas por rocas ígneas emplazadas durante el Terciario.

COMPOSICIÓN DE LA BIOTA

El contenido de macrofósiles en las secuencias del Misisípico y del Pensilvánico es abundante, reduciéndose significativamente en las rocas del Pérmico.

La biota en la secuencia del Misisípico se caracteriza por la presencia de algas, escasas esponjas del género *Chaetetes*, corales zafréntidos (Figura 7.9), braquiópodos (*Crurithyris*, *Chonetes*), briozoarios fenestélidos, numerosas placas articulares de crinoides que forman encrinita. La presencia de los tres primeros grupos, en las rocas carbonatadas de la base del Carbonífero, es escasa, mientras que los tres últimos se mantienen constantes y relativamente abundantes.

Las rocas sedimentarias que constituyen la base del Pensilvánico que corresponden al Bashkiriano-Moscoviano, están casi desprovistas de fósiles y únicamente se han encontrado placas articulares de crinoides mal conservadas. Durante el Atokano, la biota consiste de fusulinidos, braquiópodos espiriféridos, productidos y terebratulídeos; escasos corales solitarios zafréntidos y coloniales del género *Syringopora*; una importante variedad de placas articulares de crinoides, briozoarios fenestélidos (Figura 7.6), gasterópodos y algas marinas.

Durante el transcurso de los dos tercios inferiores del Desmoinesiano, las buenas condiciones para el desarrollo de la vida marina disminuyeron con respecto a las que prevalecieron durante el Atokano. Sin embargo, es posible encontrar braquiópodos espiriféridos y terebratulídeos, esponjas del género *Chaetetes*; crinoides, briozoarios (*Streblascopora* y *Prismapora*), (Figura 7.1) y algas; los fusulinidos disminuyen sensiblemente. Para el tercio superior del Desmoinesiano, las rocas no incluyen macrofauna fósil.

Posteriormente, en el Missouriano las condiciones para el desarrollo de la vida marina en la paleozona de los cerros El Tule fue muy limitada, restringiéndose a escasos braquiópodos espiriféridos, corales zafréntidos, crinoides y fusulinidos que vuelven a ser organismos predominantes en

los mares del Pensilvánico. Para el cierre del Pensilvánico, es decir durante el Virgiliano, las condiciones paleoecológicas se tornan aún más críticas y únicamente se encuentran escasos corales zafréntidos, gasterópodos y fusulinidos, mientras que los crinoides permanecen constantes.

En el transcurso del Pérmico temprano las condiciones son adversas para el desarrollo de la vida marina, la cual se caracteriza por una presencia más o menos constante de radiolas de equinoides cidáridos (Figura 7.3) y gasterópodos del género *Trachydomia* (Figura 7.5); mientras que los crinoides y braquiópodos son muy escasos.

IMPPLICACIONES GEOLÓGICAS

La presencia de pequeños foraminíferos, algas, esponjas (chaetétidos) y fusulinidos, en la columna litoestratigráfica del Pensilvánico en los cerros El Tule, tiene una clara afinidad paleogeográfica con la biota de Nevada (Ross, 1997), Arizona (Armstrong y Mamet, 1988; Connolly y Stanton, 1990; Lyons, 1990; Ross, 1969a, 1969b, 1972, 1973; Ross y Sabins, 1965; Ross y Tyrell, 1965; Sabins y Ross, 1963; Schreiber et al., 1990; Stewart et al., 1997; Wilt, 1990), Nuevo México (Armstrong y Mamet, 1988; Thompson III y Jacka, 1981; Wilde, 1975a, 1975b, 1990, 2006) y Texas (Toomey y Windland, 1973; Wilde 1975b, 1990) en EUA.

Las calizas oncolíticas, fundamentalmente formadas por cianolitas, son escasas en los cerros El Tule; las biopisólitas, *Osagia* y *Otonosia*, *algal biscuits* de Toomey et al. (1988), también están casi ausentes. *Osagia* Twenhofel, 1919, *sensu* Vachard, 1980 (= *ellesmerellites sensu* Sanders y Krainer, 2006) *non* Roux, 1985, está constituida por foraminíferos calcivertélidos o nubeculáridos. *Otonosia* Twenhofel, 1919 (= *Osagia sensu* Roux, 1985) y *Claracrusta* pertenecen a otro grupo de cianobacterias (Vachard, 1980). Todos estos bioclastos carbonatados, numerosos durante el Pensilvánico, fueron propuestos como respuesta a eventos geológicos de glaciación, según Shi y Chen (2006); sin embargo, tal hipótesis no parece ser congruente con la historia de este tipo de bioclastos durante el Paleozoico, particularmente durante el Devónico (Roux, 1985; Vachard, 1993 y Flügel, 2004).

El ambiente donde se depositaron los sedimentos de los cerros El Tule, parece haber sido una plataforma carbonatada relativamente continua de clima subtropical árido; mientras que en el Mesocontinente de EUA había un clima mucho más húmedo, con mayor aporte de terrígenos y una marcada estratificación controlada por la columna de agua marina.

El grupo litológico carbonatado, expuesto en los cerros El Tule, que se extiende desde el Misisípico Inferior hasta el Pérmico Inferior, se puede comparar con la Formación Horquilla que aflora en la sierra Palomas, estado de Chihuahua, México o en las montañas Big Hatchet de Nuevo México, EUA.

Al comparar la secuencia de los cerros El Tule con la serie expuesta en la sierra Agua Verde, en la región central de Sonora, se aprecian diferencias grandes (Almazán-Vázquez et al., 2007a, 2007b; Buitrón-Sánchez et al., 2007 y Gómez-Espinosa et al., 2008): la secuencia del Atokano en los cerros El Tule es mucho menos gruesa que la de la sierra Agua Verde; los organismos bioconstructores difieren también, pues no se presentan arrecifes de corales o de *Chaetetes*, como sucede en la sierra Agua Verde. La gran escasez de chaetétidos puede explicarse debido a la poca profundidad del agua marina en la plataforma de los cerros El Tule durante el transcurso del Atokano, fenómeno que puede extenderse a los escasos corales representados por siringoporoideos y zafréntidos. Las oolitas solo se encuentran en el Atokano inferior de los cerros El Tule. A pesar de esta diferencia con la sierra Agua Verde, la secuencia en los cerros El Tule parece idéntica a aquella de la sierra Palomas, Chihuahua, México (Téllez-Girón, 1979; Vachard y Téllez-Girón, 1986) donde aparecen numerosos *Asteroarchaediscus* ex gr. *rugosus* (Reitlinger, 1949) (Téllez-Girón, 1979), *Komia* sp. (*ibidem*), *Fusulinella* sp., *Profusulinella* (*ibidem*), *Beedeina* sp. (*ibidem*), *Nankinella* sp. (*ibidem*) y *Triticites* spp. (*ibidem*).

Según el diagrama elaborado por Cecil (1990), la zona de los cerros El Tule conservó un clima semiárido a árido durante 60 millones de años, de acuerdo a las dataciones proporcionadas por Menning et al. (2006). Un persistente sistema de alta presión subtropical tuvo una dominancia de vientos desde el noreste (Mack et al., 1979; Algeo y Heckel, 2008). Únicamente durante el Desmoinesiano y el Missouriano inferior se presentó una alternancia de estaciones secas y húmedas.

Los datos registrados en la secuencia de los cerros El Tule comprenden todo el intervalo incluido en la curva de Stanley y Powell (2003), quienes introdujeron la abreviación LPIA (*Late Paleozoic Ice Age* por sus siglas en inglés) para denotar la “Edad de Hielo del Paleozoico Tardío”, y cuya duración fue de 90 millones de años, aproximadamente, con una gran extensión de hielo que cubría principalmente Gondwana (Mennig et al., 2006; Isbell et al., 2008). De acuerdo a diversos autores, la LPIA tuvo su máxima intensidad durante el Desmoinesiano superior (DiMichele et al., 1996), posteriormente a los primeros episodios ocurridos durante el Misisípico (Mii et al., 2001; Buggisch et al., 2008). Por otra parte, el paroxismo de la LPIA ha sido colocado en el Asseliano-Sakmariano (West et al., 1997) o en el Gzheliano-Asseliano (Groves y Lee, 2008) lo que corresponde más a nuestras observaciones (Vachard, 1980). Según Joachimski et al. (2006), el cambio máximo en $\delta^{18}\text{O}$ de los conodontos del Mesocontinente de EUA se puede comparar con los cambios interglaciales (alto nivel del mar) y glaciales (bajo nivel del mar) del Pleistoceno, concluyendo que fluctuaciones de más de 120 m también se observaron en el Carbonífero (Izart et al., 2003; Rygel et al., 2008).

La antigua hipótesis de Heckel (Heckel, 1977, 1986;

Crowley *et al.*, 1991; Soreghan y Giles, 1999; Poulsen *et al.*, 2007; Tabor y Poulsen, 2008) consistente en la ausencia relativa de paleosuelos y depósitos arcillosos de mayor profundidad, sobre todo en el Desmoinesiano, parece no presentarse en los cerros El Tule; si la hipótesis de estos enormes cambios en la paleobatimetría parece no existir en los cerros El Tule, ello puede explicarse por una tectónica sinsedimentaria local intensa.

De acuerdo a los modelos de Cecil (1990), Soreghan (1997), Olszewski y Patzkowsky (2003) y Mack (2007), los sedimentos carbonatados marinos se depositaron durante los periodos más secos, mientras que la sedimentación de las lutitas y limolitas ocurrió durante los lapsos más húmedos. Solo en el Desmoinesiano y en el Missouriano inferior hubo una alternancia de estaciones secas y húmedas. La columna de agua del mar en la paleo-área de los cerros El Tule fue homogénea y no fuertemente estratificada, como el mar del Mesocontinente, con una capa subpicnoclinal que fue anóxica e intermedia en contenido sulfúrico (Algeo y Heckel, 2008).

Schreiber *et al.* (1990) y Connolly y Stanton (1992) han propuesto la presencia de los “ciclos Horquilla”, una parasecuencia de emersión, en el Desmoinesiano de Dry Canyon, Arizona, cuyo estudio detallado permite una mejor definición de las curvas eustáticas de Heckel (1986) y Ross y Ross (1987, 1988). Soreghan (1994) ha indicado que “...ciclos predominantemente carbonatados prevalecen en la cuenca Pedregosa, mientras que sedimentos carbonatados y siliciclásticos dominan la cuenca Orogrande”.

Otro carácter importante de la serie de los cerros El Tule, en relación a la estratigrafía de secuencias, es la ausencia de ciclotemas; sin embargo la secuencia de los cerros El Tule presenta equivalentes de las formaciones Escabrosa, Paradise, Horquilla y Earp, con facies casi enteramente carbonatadas.

El comportamiento geológico de la paleozona de los cerros El Tule, con relación a los movimientos glaciales-eustáticos de los mares, difiere fundamentalmente de las áreas con ciclotemas, como Kansas e Illinois, en donde los componentes litológicos de carbón, arcillas negras, calizas, arcillas grises y areniscas corresponden a fluctuaciones mayores del clima y del nivel del mar (Mack *et al.*, 1979; Heckel, 1986, 2002a y 2002b; Boardman *et al.*, 1991; Ross y Ross, 1985 y 1987; DiMichele *et al.*, 1996; West *et al.*, 1997; Izart *et al.*, 2002 y 2003; Olszewski y Patzkowsky, 2003; Heckel *et al.*, 2007; Algeo y Heckel, 2008; Tabor y Poulsen, 2008).

En los cerros El Tule la sucesión marina carbonatada del Misisípico al Pérmico, con casi de 700 m de espesor, está dominada por facies de rampa interna, con menos de 100 m de espesor.

Una comparación paleogeográfica entre los afloramientos aislados paleozoicos de México fue planteada por Vachard *et al.* (2000a), proponiendo que una parte de estos afloramientos pertenece al cratón Norteamericano (López-Ramos, 1969; Greenwood *et al.*, 1977; Peiffer-Rangin,

1979; Mellor y Breyer, 1981; Ross, 1991; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004 y Gómez-Espinosa *et al.*, 2008) y los demás afloramientos son “terrenos” independientes dentro del océano Rheico, ubicado al oriente del cratón Norteamericano y del dominio Perigondwánico (Gómez-Espinosa *et al.*, 2008).

Con relación al terreno Mixteco y durante el Missouriano, se plantea una estrecha continuidad con el estado de Sonora, basada en la presencia de *Triticites* del grupo I de Wilde (2006) y el que probablemente es del Linaje B de Ross (1969a). Por otra parte *Triticites acutuloides*, que se reporta en los cerros El Tule, tiene una amplia distribución que abarca desde Texas, EUA hasta Patlanoaya, estado de Puebla (Vachard *et al.*, 2000b), y en consecuencia las poblaciones de foraminíferos de los cerros El Tule pertenecen al cratón Norteamericano, ya que presentan apogeos sincronizados, así como los mismos aislamientos durante los mismos intervalos.

También puede suponerse alguna relación con el terreno tectono-estratigráfico llamado Oaxaquia, ya que constituye la única vía posible de la migración de foraminíferos fusulinélidos, fusulínidos y schwagerinoideos, así como chaetétidos, a través del océano Rheico, desde el suroeste de los EUA hasta Perú (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Gómez-Espinosa *et al.*, 2008); no obstante, la primera microfauna de América del Sur, de edad bashkiriana, está caracterizada por *Millerella marblensis* y *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krestovnikov y Teodorovich, 1936; Mamet, 1996).

Aunque también faltan los foraminíferos en los terrenos mexicanos, braquiópodos del Misisípico indican la presencia de depósitos de esa edad (Navarro-Santillán *et al.*, 2002; Sour-Tovar *et al.*, 2005).

Los resultados que aquí se han presentado sugieren la localización del límite, en México, entre el cratón Norteamericano y los terrenos sospechosos situados más al sur. La nomenclatura de éstos es compleja, por lo que se adoptó la revisión propuesta por Keppie (2004).

Una paleogeografía regional (Figura 11) puede ser reconstruida con la integración de los trabajos de Ross (1972); Keppie y Ortega-Gutiérrez (1995); Keppie y Ramos (1999); Vachard *et al.* (2000b); Dickinson y Lawton (2001); Keppie y Dostal (2001); Nance *et al.* (2002); Keppie (2004); Krainer *et al.* (2005) y Keppie *et al.* (2008).

México estuvo situado entre las Montañas Rocallosas Ancestrales y las Montañas Apalaches (Peiffer-Rangin, 1979; Rosaz, 1989; Sosson, 1989). El límite tectónico Marathon-Ouachita se situó al frente del Pacífico oriental por medio de los lineamientos de Caltam y Texas (Tardy *et al.*, 1989).

Los cerros El Tule estuvieron situados al noroeste de la cuenca Pedregosa, formando una secuencia de plataforma que lateralmente pasaba a una secuencia de tipo *flysch* en la cuenca de Chihuahua, conocida parcialmente gracias al sondeo de Villa Ahumada reportado por Armin (1987).

Los terrenos mexicanos y de América Central son

probablemente de origen perigondwánico y provienen del noroeste de América del Sur (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Keppie y Ramos, 1999; Nance *et al.*, 2002), puesto que no se han reportado foraminíferos conocidos del Misisípico en América del Sur. En cambio, sí están presentes en América del Norte, en EUA y Sonora. Incidentalmente, los primeros foraminíferos en América del Sur son de edad bashkiriana.

Diversos autores (Ross, 1986; Vachard *et al.*, 2000b; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie *et al.*, 2008) consideran que los terrenos sospechosos se acrecionaron al cratón Norteamericano por yuxtaposición con el sistema Marathon-Ouachita al inicio del Pérmico.

Una distribución semejante de cuencas carbonatadas, de deltas con carbón y microplacas tectónicas, se observa actualmente en ambos lados del estrecho de Makassar, entre Kalimantan y Sudawesi, en Indonesia (Boichard *et al.*, 1985; Gastaldo *et al.*, 1993; Lambert, 1992; Villain, 1995; Renema y Troelstra, 2001; Renema, 2006), así como en el estrecho de Malaca, entre Sumatra y Malasia (Chesnut Jr. *et al.*, 1993).

CONCLUSIONES

1) Todas las divisiones del Pensilvánico, es decir el Morrowano, Atokano, Desmoinesiano, Missouriano y el Virgiliano, incluyen fósiles en la columna estratigráfica de los cerros El Tule.

2) Las zonas faunísticas M2, A4, DS1, DS2, MC1/2, VC2/3, PW1/2 de Wilde (1990) están presentes en los cerros El Tule.

3) Los foraminíferos característicos, sucesivamente, son: *Inflatoendothyra parainflata*, *Tuberendothyra safonovae* y *Urbanella?* sp. (Tournaisiano tardío = Osageano); *Millerella pressa* (Bashkiriano = Morrowano); *Fusulinella famula* (parte inicial del Moscoviano tardío = Atokano superior); *Wedekindellina euthysepta*, *Beedeina arizonensis*, *B. pattoni*, *B. cf. distenta* y *B. rockymontana* (parte superior del Moscoviano tardío = Desmoinesiano inferior-medio); *Triticites canyonensis* y *T. acutuloides* (Missouriano); *Triticites* ex gr. *beedei* (Virgiliano medio); *Leptotriticites* ex gr. *eoextentus* (Virgiliano tardío); y FAD of *Geinitzina* (Pérmico inferior).

4) Las microfaunas de los cerros El Tule presentan las mismas sucesiones, apariciones y desapariciones locales que las del cratón Norteamericano; historia que se vuelve común con América del Sur a partir del Bashkiriano.

5) El Atokano está caracterizado por una especie de *Fusulinella* y el Desmoinesiano por tres especies de *Beedeina* y una especie de *Wedekindellina*, las cuales se conocen bien en los Estados Unidos de Norteamérica, pero prácticamente son especies desconocidas en el mar Tethys.

6) Se reporta por vez primera, el alga *Gyroporella* aff. *microporosa* y la FAD de *Permocalculus* en el intervalo del límite Pensilvánico-Pérmico de los cerros El Tule.

7) El contenido de macrofósiles en las rocas sedimentarias que constituyen las secuencias del Misisípico y del



Figura 11. Reconstrucción paleogeográfica durante el Pérmico inferior (modificado de Vachard *et al.*, 2000b).

Pensilvánico son más abundantes, reduciéndose significativamente en los sedimentos del Pérmico.

8) La paleozona de los cerros El Tule estuvo situada en la plataforma que ocupaba la parte noroeste de la cuenca de Pedregosa; esta plataforma cambió a sedimentación de tipo *flysch* en la cuenca de Chihuahua, según los resultados de un sondeo en Villa Ahumada.

9) Los resultados de este trabajo sugieren la ubicación del límite, en México, entre el cratón Norteamericano y los terrenos sospechosos situados más al sur, en el océano Rheico.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio estuvo sustentado, parcialmente, por el financiamiento del proyecto ECOS/ANUIES M00U06 “Estudio Bioestratigráfico, Micropaleontológico y Sedimentológico de rocas del Paleozoico Tardío de Sonora”; por el proyecto No. 49088 CONACYT “Sonora y las facies carbonatadas de plataforma de la margen austral del Cratón Norteamericano”; y por el proyecto UNAM/PAPIIT IN118209-3 “Columna bioestratigráfica de referencia de la secuencia del Pensilvánico del noroeste del Estado de Sonora”. También se contó con el decidido apoyo de las autoridades del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora y del Departamento de Paleontología del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. Particularmente se agradece a Xavier Legrain, Lucie Pille, Thérèse Vachard y Sébastien Clausen por su invaluable apoyo técnico. Así mismo, a Lucas Spencer (Albuquerque, Nuevo México, EUA) y a Timothy F. Lawton (New Mexico State University, EUA), se agradece la revisión crítica que contribuyó de manera sustancial en la mejora de este trabajo.

REFERENCIAS

- Ainardi, R., Champetier, Y., 1976, Processus de formation d'intraclastes par dessiccation en milieu margino-littoral; exemple dans le «Purbeckien» du Jura: Bulletin de la Société Géologique de France, 7, 18(1), 159-164.
- Algeo, T.J., Heckel, P.H., 2008, The Late Pennsylvanian Midcontinent Sea of North America: a review: Palaeogeography, Palaeoecology, 268(3-4), 205-221.
- Almazán-Vázquez, E., Buitrón-Sánchez, B., Vachard, D., Mendoza-Madera, C., Gómez-Espinosa, C., 2007a, The Late Atokan (Moscovian, Pennsylvanian) chaetetic accumulations of Sierra Agua Verde, Sonora (NW Mexico): composition, facies and palaeoenvironmental signals, *en* Alvaro, J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A., Vachard, D., Vennin, E. (eds.), Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls: Geological Society Special Publication 275, 189-200.
- Almazán-Vázquez, E., Buitrón-Sánchez, B., Gómez-Espinosa, C., Vachard, D., 2007b, Moscovian sequences with chaetetics in Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico, *en* Vennin, E., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A. (eds.), Carboniferous: Facies from Palaeozoic reefs and bioaccumulations: 269-271.
- Amini, Z.Z., Adabi, M.H., Burrett, C. F., Quilty, P.G., 2004, Bryozoan distribution and growth form associations as a tool in environmental interpretation, Tasmania, Australia: Sedimentary Geology, 167, 1-15.
- Arenas, C., Cabrera, L., Ramos, E., 2007, Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca (Spain): Sedimentary Geology, 197, 1-27.
- Armin, A.R., 1987, Sedimentology and tectonic significance of Wolfcampian (Lower Permian) conglomerates in the Pedregosa basin: southeastern Arizona, southwestern New Mexico and northern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 99(1), 42-65.
- Armstrong, A.K., Mamet, B.L., 1988, Mississippian (Lower Carboniferous) Biostratigraphy, facies and microfossils, Pedregosa Basin, southeastern Arizona and southwestern New Mexico: United States Geological Survey Bulletin, 1826, 1-40.
- Barbeau, D.L., 2003, A flexural model for the Paradox Basin: Implications for the tectonics of the Ancestral Rocky Mountains: Basin Research, 15, 97-115.
- Bertrand-Sarfati, J., Freytet, P., Plaziat, J.C., 1966, Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène-Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier) : rôle des algues dans leur édification; analogie avec les stromatolites et rapport avec la sédimentation: Bulletin de la Société Géologique de France, 7(8), 652-662.
- Blodgett, R.B., Moore, T.E., Gray, F., 2002, Stratigraphy and paleontology of Lower Permian rocks north of Cananea, northern Sonora, Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 15, 481-495.
- Boardman II, D.R., Heckel, P.H., Barrick, J.E., Nestell, M., Peppers, R.A., 1991, Middle-Upper Pennsylvanian chronostratigraphic boundary in the Midcontinent region of North America, *en* Brenckle, P., Manger, W.L. (eds.), Intercontinental correlation and division of the Carboniferous system: Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 130, 319-337.
- Bogush, O.I., Juferev, O.V., 1970, Foraminifery (Foraminiferos), *en* Obut, A.M. (ed.), Karbon Omolonskogo i yugozapadnoi chasti Kolymnskogo massivov (Carbonífero de los montes de Omolon y de la parte suroeste de Kolyma): Akademiya Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelnie, Institut Geologii i Geofiziki, Trudy, 60, 68-74.
- Boichard, R., Burrollet, P.F., Lambert, P., Villain, J.M., 1985, La plateforme carbonatée du Pater Noster, Est de Kalimantan (Indonésie), étude sédimentologique et écologique: Notes et Mémoires de la Compagnie Française des Pétroles, 20, 103 p.
- Bradley, W.H., 1929, Algae reefs and oolites of the Green River Formation. United States Geological Survey Professional Paper, 154-G, 203-223.
- Brady, H.B., 1876, A monograph of Carboniferous and Permian foraminifera (the genus *Fusulina* excepted): Palaeontographical Society of London, 30, 166 p.
- Brenckle, P.L., 1991, Foraminiferal division of the Lower Carboniferous/Mississippian in North America: Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 130, 65-78.
- Brenckle, P.L., Groves, J.R., 1987, Calcareous foraminifers from the Humbolt Oolite of Iowa: Key to early Osagean (Mississippian) correlations between eastern and western North America: Palaios, 1, 561-581.
- Buggisch, W., Joachimski, M.M., Sevastopoulo, G., Morrow, J.R., 2008, Mississippian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ records: Their relation to the Late Palaeozoic glaciation: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 268(3-4), 273-292.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Gómez-Espinosa, C., Almazán-Vázquez, E., Vachard, D., 2007, A late Atokan regional encrinites (early late Moscovian, Middle Pennsylvanian) in the Sierra Agua Verde, Sonora State, NW Mexico *en*: Alvaro, J., Aretz, F., Boulvain, M., Munnecke, A., Vachard, D., Vennin, E. (eds.), Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls: Geological Society Special Publication, 275, 201-209.
- Cecil, C.B., 1990, Palaeoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks: Geology, 18, 533-536.
- Chesnut Jr., D.R., Cobb, J.C., Greb, S.F., 1993, Cyclothems of the central Appalachian basin: a modern analog from Indonesia: Comptes

- Rendus, XII ICC-P 2, 431-436.
- Connolly, W.M., Stanton, R.J.Jr., 1990, Detailed measured section of Atokan and Desmoinesian strata, Horquilla Limestone, Dry Canyon, Whetstone Mountains, Cochise County, Arizona *en* Schreiber, J.F. Jr. (ed.) Upper Palaeozoic stratigraphy of the Whetstone Mountains, Cochise and Pima Counties, Arizona: Geological Society of America, 86th Cordilleran Section Meeting, Tucson, Arizona, 19-44.
- Connolly, W.M., Stanton, R.J.Jr., 1992, Interbasinal cyclostratigraphic correlation of Milankovitch band transgressive-regressive cycles: Correlation of Desmoinesian-Missourian strata between southeastern Arizona and the Midcontinent of North America: *Geology*, 20, 999-1002.
- Crouzel, F., Lang, J., Lucas, G., Segonzac, G., 1972, Un environnement carbonaté continental: concrétions algaires du Miocène d'Aquitaine: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(14), 228-236.
- Crowley, T.J., Baum, S.K., Hyde, W.T., 1991, Climate model comparison of Gondwanan and Laurentide glaciations: *Journal of Geophysical Research*, 96, 9217-9226.
- Davydov, V.I., Crowley, J.L., Scmitz, M.D., Poletaev, V.I., 2010, High-precision U-Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch band cyclicity in the Donets Basin, eastern Ukraine: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(1), 1-22.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142-1160.
- DiMichele, W.A., Pfefferkorn, H.W., Philips, T.L., 1996, Persistence of Late Carboniferous tropical vegetation during glacially driven climatic and sea-level fluctuations: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 125, 105-128.
- Donsimoni, M., Giot, D., 1977, Les calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitainien de Limagne (Massif central): *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 1(2), 131-169.
- Douglass, R.C., 1987, Fusulinid biostratigraphy and correlations between the Appalachians and Eastern Interior Basin: *United States Geological Survey Professional Paper*, 1451, 1-95.
- Dunbar, C.O., Condra, G.E., 1927, The Fusulinidae of the Pennsylvanian system in Nebraska: *Nebraska Geological Survey*, 2(2), 1-135.
- Durand, A., Fontes, J.C., Gasse, F., Icole, M., Lang, J., 1984, Le Nord-ouest du Lac Tchad au Quaternaire: étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres, *en* Coetzee J.A., van Zinderen Bakker Sr., E.M. (eds.), *Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*, 16, 215-243.
- Eberth, D.A., Berman, D.S., 2005, A cryptalgal laminite from the Cutler Formation alluvial redbeds (Lower Permian, Wolfcampian) north-central New Mexico, *en* Lucas, S., Zeigler, K.E. (eds.), *The nonmarine Permian: New Mexico Museum of Natural History and Sciences Bulletin*, 30, 80-89.
- Endo, R., 1956, Stratigraphical and paleontological studies of the Later Paleozoic calcareous algae in Japan, X. Fossil algae from the Kwantô and Kitami Mountains: *The Science Reports of the Saitama University*, B, 2(2), 221-248.
- Ernst, A., 2000, Permian bryozoans of the NW-Tethys: *Facies*, 43, 79-102.
- Falcon-Lang, H.J., Heckel, P.H., Dimichele, W.A., Blake, B.M.Jr., Easterday, C.R., Eble, C.F., Elrick, S., Gastaldo, R.A., Greb, S.F., Martino, R.L., Nelson, W.J., Pfefferkorn, H.W., Phillips, T.L., Rosscoe, S.J., 2011, No major stratigraphic gap exists near the Middle-Upper Pennsylvanian (Desmoinesian-Missourian) boundary in North America: *Palaio*, 26, 125-139.
- Flügel, E., 1966, Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen: *Carinthia* II(25), 3-76.
- Flügel, E., 2004, *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*: Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, 976 p.
- Freynet, P., Plet, A., 1991, Les formations stromatolitiques (tufs calcaires) récentes de la région de Tournus (Saône et Loire): *Geobios*, 24 (2), 123-139.
- Freynet, P., Toutin-Morin, N., Broutin, J., Debriette, P., Durand, M., El Wartiti, M., Gand G., Kerp, H., Orszag, F., Paquette, Y., Ronchi, A., Sarfati, J., 1999, Palaeoecology of non marine algae and stromatolites: Permian of France and adjacent countries: *Annales de Paléontologie*, 85(2), 99-153.
- Gastaldo, R.A., Allen, G.P., Huc, A.Y., 1993, Detrital peat formation in the tropical Mahakam River delta, Kalimantan, eastern Borneo: Sedimentation, plant composition and geochemistry *en* Cobb, J.C., Cecil, C.B. (eds.), *Modern and ancient coal-forming environments: Geological Society of America Special Paper*, 286, 107-116.
- Gómez-Espinosa, C., Vachard, D., Buitrón-Sánchez, B., Almazán-Vázquez, E., Mendoza-Madera, C., 2008, Pennsylvanian fusulinids and calcareous algae from Sonora (Northwestern Mexico), and their biostratigraphic and paleobiogeographic implications: *Comptes Rendus Palevol*, 7, 259-268.
- González-León, C., 1986, Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, noreste de Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 6(2), 117-135.
- Greenwood, E., Kottowski, F.E., Thompson III, S., 1977, Petroleum potential and stratigraphy of Pedregosa Basin: comparison with Permian and Orogene basins: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61(9), 1448-1469.
- Groves, J.R., 1991, Fusulinacean biostratigraphy of the Marble Falls Limestone (Pennsylvanian) western Llano Region, Central Texas: *Journal of Foraminiferal Research*, 21(1), 67-95.
- Groves, J.R., 2000, Suborder Lagenina and other smaller foraminifers from uppermost Pennsylvanian-lower Permian rocks of Kansas and Oklahoma: *Micropaleontology*, 46(4), 285-326.
- Groves, J.R., 2002, Evolutionary origin of the genus *Geinitzina* (Foraminifera) and its significance for international correlation near the Carboniferous-Permian boundary, *en* Hills, L.V., Henderson, C.M., Bamber E.W. (eds.), *Carboniferous and Permian of the World: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 19, 437-447.
- Groves, J.R., Lee, A., 2008, Accelerated rates of foraminiferal origination and extinction during the Late Paleozoic ice age: *Journal of Foraminiferal Research*, 38(1), 74-84.
- Groves, J.R., Wahlman, J.P., 1997, Biostratigraphy and evolution of late Carboniferous and early Permian smaller foraminifers from the Barents Sea (offshore Arctic Norway): *Journal of Paleontology*, 71(5), 758-779.
- Hageman, S.J., Bone, Y., McGowran, B.M., James, N.P., 1997, Bryozoan colonial growth-forms as paleoenvironmental indicators: evaluation of methodology: *Palaio*, 12, 405-419.
- Heckel, P.H., 1977, Origin of phosphatic black shales in Pennsylvanian cyclothems of Mid-Continent North America: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61, 1045-1068.
- Heckel, P.H., 1986, Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America: *Geology*, 14, 330-334.
- Heckel, P.H., 2002a, Overview of Pennsylvanian cyclothems in Midcontinent North America and brief summary of those elsewhere in the World, *en* Hills, L.V., Henderson, C.M., Bamber, E.W. (eds.), *Carboniferous and Permian of the World: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 19, 79-98.
- Heckel, P.H., 2002b, Genetic stratigraphy and conodont biostratigraphy of Upper Desmoinesian-Missourian (Pennsylvanian) cyclothem succession in Midcontinent North America, *en* Hills, L.V., Henderson, C.M., Bamber, E.W. (eds.), *Carboniferous and Permian of the World: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 19, 99-119.
- Heckel, P.H., Clayton, G., 2006, The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages: *Geologica Acta*, 4(3), 403-407.
- Heckel, P.H., Alekseev, A.S., Barrick, J.E., Boardman, D.R., Goreva, N.V., Nemyrovska, T.I., Ueno, K., Villa, E., Work, D.M., 2007, Cyclothem ["digital"] correlation and biostratigraphy across the global Moscovian-Kasimovian-Gzhelian stage boundary interval (Middle-Upper Pennsylvanian) in North-America and Eastern Europe: *Geology*, 35(7), 607-610.

- Henbest, L.G., 1928, Fusulinellas from the Stonefort limestone member of the Tidewater formation: *Journal of Paleontology*, 2, 70-85.
- Hippensteel, S.P., Martin, R.E., 1999, Foraminifera as an indicator of overwash deposits, Barrier Island sediment supply, and Barrier Island evolution: Folly Island, South Carolina: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149, 115-125.
- Isbell, J.L., Lenaker, P.A., Askin, R.A., Miller, M.F., Babcock, L.E., 2003, Reevaluation of the timing and extent of Late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of Transantarctic Mountains: *Geology*, 31(11), 977-980.
- Isbell, J.L., Fraiser, M.L., Lindsey, C.H., 2008, Examining the complexity of environmental change during the Late Paleozoic and Early Mesozoic: *Palaios*, 23, 67-69.
- Izart, A., Vachard, D., Vaslet, D., Fauvel, P.J., Süß, P., Kossovaya, O., Maslo, A., 2002, Sequence Stratigraphy of the Serpukhovian, Bashkirian, and Moscovian in Gondwanaland, Western Europe, Eastern Europe, and U.S.A., *en* Hills, L.V., Henderson, C.M., Bamber, E.W. (eds.), *Carboniferous and Permian of the World: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 19, 120-143.
- Izart, A., Stephenson, R., Vai, G.B., Vachard, D., Le Nindre, Y., Vaslet, D., Fauvel, P.J., Süß, P., Kossovaya, O., Zhongquiang, C., Maslo, A., Stovba, S., 2003, Sequence stratigraphy and correlation of Late Carboniferous and Permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 59-84.
- James, N.P., Bone, Y., von der Borch, C.C., Gostin, V.A., 1992, Modern carbonate and terrigenous classic sediments on a cool-water, high-energy, mid-latitude shelf; Lacedpede Shelf, southern Australia: *Sedimentology*, 34, 877-904.
- Joachimski, M.M., Bitter, P.H.von, Buggisch, W., 2006, Constraints on Pennsylvanian glacioeustatic sea-level changes using oxygen isotopes of conodont apatite: *Geology*, 34(4), 277-280.
- Johnson, J.H., 1946, Lime-secreting algae from the Pennsylvanian and Permian of Kansas: *Geological Society of America Bulletin*, 57, 1080-1120.
- Johnson, J.H., 1951, Permian calcareous algae from the Apache Mountains, Texas: *Journal of Paleontology*, 25(1), 21-30.
- Keppie, J.D., 2004, Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey: *International Geology Review*, 46, 765-794.
- Keppie, J.D., Dostal, J., 2001, Evaluation of the Baja controversy using paleomagnetic and faunal data, plume magmatism, and piercing points: *Tectonophysics*, 339, 427-442.
- Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Provenance of Mexican Terranes: isotopic constraints: *International Geology Review*, 37, 813-824.
- Keppie, J.D., Ramos, V. S., 1999, Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic Oceans during the Paleozoic, *en* Ramos, V.S., Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea: Geological Society of America Special Paper*, 336, 267-276.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B., Nance, R.D., 2008, Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin: *Tectonophysics*, 461(1-4), 277-290.
- Kidder, D.L., Worsley, T. R., 2004, Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203, 207-237.
- Kluth, C.F., Coney, P.J., 1981, Plate tectonics of the Ancestral Rocky Mountains: *Geology*, 9, 10-15.
- Kochansky-Devidé, V., Herak, M., 1960, On the Carboniferous and Permian Dasycladaceae of Yugoslavia: *Geoloski Vjesnik*, 13, 65-94.
- Kordé, K.B., 1951, Novye rody i vidy izvestkovykh vodorosli iz kamennougolnykh otlozhenii severnogo Urala (Nuevos géneros y especies de algas calcáreas de los depósitos carboníferos septentrionales de los Montes Urales): *Byulletin Moskovskogo Obshchestva Ispytatelei Prirody, Otdel Geologicheskii*, 1, 175-182.
- Kottlowski, F.E., 1958, Pennsylvanian and Permian rocks near the late Paleozoic Florida islands: *Roswell Geological Society, 11th Field Conference Guidebook*, 79-87.
- Kottlowski, F.E., 1960, Summary of Pennsylvanian sections in southwestern New Mexico and southeastern Arizona: *New Mexico Bureau Mines and Mineral Resources*, 66, 187 p.
- Kottlowski, F.E., 1962, Pennsylvanian rocks of southwestern New Mexico and southeastern Arizona. *Pennsylvanian System in the United States: American Association of Petroleum Geologists*, 331-371.
- Krainer, K., Lucas, S.G., Spielmann, J.A., 2005, Hueco Group (Lower Permian) stratigraphy in the Doña Ana Mountains, southern New Mexico, *en* Lucas, S.G., Zeigler, K.E., Spielmann J.A. (eds.), *The Permian of Central New Mexico: New Mexico Museum of Natural History and Science*, 31, 60-73.
- Krestovnikov, V.N., Teodorovich, G.I., 1936, Novyi vid roda *Archaeodiscus* iz Karbona Yuzhnogo Urala (Nueva especie del género *Archaeodiscus* en el Carbonífero del Ural meridional): *Byulletin Moskovskogo Obshchestva Ispytatelei Prirody, Otdel Geologicheskii*, 44(1), 86-90.
- Lambert, B., 1992, Foraminifères et (paléo) bathymétrie, limites des repartitions actuelles, application au Miocène supérieur d'Indonésie *en* Gayet, M. (ed.), *Marqueurs biologiques et paléobathymétrie: Association Paléontologique Française, Palaeovox*, 71-94.
- Legrain, X., 2006, Etude systématique et implications paléocéologiques d'un bryozoaire du Carbonifère supérieur de l'Etat de Sonora au Mexique: Lille, France, Université de Lille 1, Mémoire, Licence Sciences de la Terre, 22 p.
- Lipina, O.A., 1949, Melkie foraminifery pogrebennykh massivov Bashkirii (Pequeños Foraminíferos del subsuelo de Bashkiria): *Akademiya Nauk SSSR, Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk.*, 105(35), 198-235.
- López-Ramos, E., 1969, Marine Paleozoic rocks of Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53(12), 2399-2417.
- Lyons, T.W., 1990, A review of the Late Paleozoic Pedregosa Basin southeastern Arizona, southwestern New Mexico and adjacent portions of Mexico, *en* Schreiber, J.F.Jr. (ed.), *Upper Paleozoic stratigraphy of the Whetstone Mountains, Cochise and Pima Counties, Arizona: Geological Society of America, 86th Cordilleran Section Meeting, Tucson, Arizona*, 7-18.
- Mack, G.H., 2007, Sequence stratigraphy of the Lower Permian Abo member in the Robledo and Doña Ana Mountains near Las Cruces, New Mexico: *New Mexico Geology*, 29(1), 3-12.
- Mack, G.H., Suttner, L.J., Jennings, J.R., 1979, Permo-Pennsylvanian climatic trends in the ancestral Rocky Mountains, Four Corners Geological Society Guidebook, 9th Field Conference Permianland, 7-12.
- Mack, G.H., James, W.C., Monger, H.C., 1993, Classification of paleosols: *Geological Society of America Bulletin*, 105, 129-136.
- Mamet, B.L., 1996, Late Paleozoic small foraminifers (endothyrids) from South America (Ecuador and Bolivia): *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33(3), 452-459.
- Martin, R.E., 1995, Cyclic and secular variation in microfossil biomineralization: clues to the biogeochemical evolution of Phanerozoic oceans: *Global and Planetary Change*, 11, 1-23.
- Maslo, A., Vachard, D., 1997, Inventaire critique des Eostaffellinae (foraminifères) du Carbonifère: *Revue de Micropaléontologie*, 40(1), 39-69.
- Massa, D., Vachard, D., 1979, Le Carbonifère de Lybie Occidentale: biostratigraphie et micropaléontologie; position dans le domaine téthysien d'Afrique du Nord: *Revue Institut Français du Pétrole*, 34(1), 3-65.
- Mellor, E.I., Breyer, J.A., 1981, Petrology of late Paleozoic basin-fill sandstones, north-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 92, 367-373.
- Menning, M., Alekseev, A.S., Chuvashov, B.I., Davydov, V.I., Devuyt, F.X., Forke, H.C., Grunt, T.A., Hance, L., Heckel, P.H., Izokh, N.G., Jin, Y.G., Jones, P.J., Kotlyar, G.V., Kozur, H.W., Nemyrovska, T.I., Schneider, J.W., Wang, X.D., Weddige, K., Weyer, D., Work, D.M., 2006, Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian correlation chart (DCP

- 2003): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 240, 318-372.
- Mii, Hong-Sheng, Grossman, E.L., Yancey, T.E., Chuvashov, B., Egorov, A., 2001, Isotopic records of brachiopods shells from the Russian Platform-evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation: Chemical Geology, 175, 33-147.
- Miklukho-Maklay, A.D., 1958, Novoe semeistvo foraminifer - Tuberitinae M. Maclay fam. nov. (Una nueva familia de foraminíferos - Tuberitinae M. Maclay fam. nov.): Voprosy Mikropaleontologii, 2, 130-135.
- Moore, R.C., Jeffords, R.M., 1968, Classification and nomenclature of fossil crinoids, based on studies of dissociated parts of their columns: The University of Kansas, Paleontological Contributions, Echinodermata, Article 9, Serial number 46, 1-86.
- Morozova, V.G., 1949, Predstaviteli semeystv Lituolidae i Textulariidae iz verkhnekamennougolnykh i artinski otlozhenii bashkirskogo Priuralya (Representantes de las familias Lituolidae y Textulariidae del Carbonífero Superior y del Artinskiano del Preural de Bashkiria): Akademiyia Nauk SSSR, Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk, 105, Geologicheskaya Seriya, 35, 244-275.
- Nakrem, H.A., Nilsson, I., Simonsen, B.T., 1991, Moscovian (Carboniferous) microfossils (Bryozoa, Conodonts, and Fusulinids) from Novaya Zemlya, Arctic U.S.S.R.: Polar Research, 9(1), 45-64.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Keppie, J.D., 2002, A Cordilleran model for the evolution of Avalonia: Tectonophysics, 352, 11-31.
- Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F., Centeno-García, E., 2002, Lower Mississippian (Osagean) brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: stratigraphic and tectonic implications: Journal of South American Earth Sciences, 15, 327-336.
- Needham, C.E., 1937, Some New Mexico Fusulinidae: New Mexico School of Mines Bulletin, 14, 1-88.
- Nelson, C.S., Hancock, G.E., Kamp, P.J.J., 1982, Shelf to basin temperate skeletal carbonate sediments, Three Kings Plateau, New Zealand: Journal of Sedimentary Petrology, 52, 717-732.
- Olszewski, T.D., Patzkowsky, M.E., 2003, From cyclothems to sequences: the record of eustasy and climate on an icehouse epicontinental platform Pennsylvanian-Permian, North-American Midcontinent: Journal of Sedimentary Research, 73(1), 15-20.
- Peiffer-Rangin, F., 1979, Les zones isopiques du Paléozoïque supérieur du nord-ouest mexicain témoins du relais entre les Appalaches et la cordillère ouest-américaine: Comptes Rendus de l'Académie Sciences de Paris, 288(D), 1517-1519.
- Peiffer-Rangin, F., 1987, Biostratigraphic study of Paleozoic rocks of northeastern and central Sonora: Paris, France, Université de Paris, thèse de doctorat, 3ème. cycle, 109 p.
- Pia, J. von, 1937, Die wichtigsten Kalkalgen des Jungpaläozoikums und ihre geologische Bedeutung: Compte Rendu du 2e Congrès, Avancement Etudes de Stratigraphie du Carbonifère, Heerlen, 2, 765-856.
- Pomar, L., Hallock, P., 2008, Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology: Earth-Science Reviews, 87(3-4), 134-169.
- Poulsen, C.J., Pollard, D., Montañez, I.P., Rowley, D., 2007, Late Paleozoic tropical climate response to Gondwanan deglaciation: Geology, 35(9), 771-774.
- Ramezani, J., Schmitz, M.D., Davydov, V.I., Bowring, S.A., Snyder, W.S., Northrup, C.J., 2007, High-precision U-Pb zircon age constraints on the Carboniferous-Permian boundary in the southern Urals stratotype: Earth and Planetary Science Letters, 256, 244-257.
- Rauzer-Chernousova, D.M., 1948, Nekotorye novye nizhnnekamennougolnye foraminifery Syzranskogo raiona (Algunos nuevos foraminíferos del Carbonífero inferior de la región de Syzran): Akademiyia Nauk SSSR, Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk 62, Geologicheskaya Seriya, 19, 239-243.
- Reid, C.M., James, N.P., Beauchamp, B., Kyser, T.K., 2007, Faunal turnover and changing oceanography: Late Palaeozoic warm-to-cool water carbonates, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 249, 128-159.
- Reitlinger, E.A., 1949, Melkie foraminifery nizhnei chasti srednego Karbona Srednego Urala i Prikamya (Pequeños foraminíferos en la parte inferior del Carbonífero Medio en los Urales Centrales): Akademiyia Nauk SSSR, Izvestia seriya geol., 149-164.
- Reitlinger, E.A., 1950, Foraminifery srednekamennougolnykh otlozhenii tsentralnoi chasti Russkoi platformy (isklyuchaya semeistvo Fusulinidae) (Foraminíferos de los depósitos del Carbonífero Medio de la parte central de la Plataforma Rusa (con excepción de los Fusulinidae)): Akademiyia Nauk SSSR, Trudy Instituta Geologicheskikh Nauk, 126, Geologicheskaya Seriya, 47, 1-126.
- Renema, W., 2006, Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia: Marine Micropaleontology, 58, 73-82.
- Renema, W., Troelstra, S.R., 2001, Large foraminifer distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi Indonesia: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 175, 125-146.
- Rosaz, T., 1989, Le passage des cordillères nord-américaines aux sierras madres mexicaines le long du Texas Lineament; géologie du SW du Nouveau-Mexique: Bulletin des Centres Recherche et Exploration-Production Elf-Aquitaine, 13(2), 247-275.
- Ross, C.A., 1965, Late Pennsylvanian Fusulinidae from the Gaptank Formation, West Texas: Journal of Paleontology, 39(6), 1175-1176.
- Ross, C.A., 1969a, Paleogeology of *Triticites* and *Dunbarinella* in Upper Pennsylvanian strata of Texas: Journal of Paleontology, 43(2), 298-311.
- Ross, C.A., 1969b, Middle and Upper Pennsylvanian fusulinaceans, Gila Mountains, Arizona: Journal of Paleontology, 43(6), 1405-1422.
- Ross, C.A., 1972, Pennsylvanian and Lower Permian episodes of epicontinental marine inundation, southeast Arizona: 24th International Geological Congress, 6, 343-348.
- Ross, C.A., 1973, Pennsylvanian and Early Permian depositional history, Southeastern Arizona: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57(5), 887-912.
- Ross, C.A., 1986, Paleozoic evolution of southern margin of Permian basin. Geological Society of America Bulletin, 97, 536-554.
- Ross, C.A., 1991, Pennsylvanian Paleogeography of the Western United States, *en* Cooper, J.D., Stevens, C.H. (eds.), Paleozoic Paleogeography of the Western United States: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, II. Pacific Section Los Angeles, 67, 137-148.
- Ross, C.A., 1997, Pennsylvanian and Lower Permian stratigraphy and fusulinids, Arrow Canyon, Nevada, *en* Brenckle, P.L., Page, W.R. (eds.), Arrow Canyon Range, Nevada: Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication, 36, 33-43.
- Ross, C.A., Ross, J.R.P., 1985, Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and world wide: Geology, 13, 194-197.
- Ross, C.A., Ross, J.R.P., 1987, Late Paleozoic sea levels and depositional sequences, *en* Ross, C.A., Haman, D. (eds.), Timing and depositional history of eustatic sequences: Constraints on seismic stratigraphy: Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication, 24, 137-149.
- Ross, C.A., Ross, J.R.P., 1988, Late Paleozoic transgressive-regressive deposition, *en* Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Wagoner, J.C., Van (eds.), Sea-level changes, an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42, 227-247.
- Ross, C.A., Sabins, F.F., 1965, Early and Middle Pennsylvanian fusulinids from southeast Arizona: Journal of Paleontology, 39, 173-209.
- Ross, C.A., Tyrell, W.W., 1965, Pennsylvanian and Permian Fusulinids from the Whetstone Mountains, Southeast Arizona: Journal of Paleontology, 39(4), 615-635.
- Roth, R., Skinner, J.W., 1930, Fauna of the McCoy Formation, Pennsylvanian of Colorado: Journal of Paleontology, 4, 332-352.
- Rouchy, J.M., Servant, M., Fournier, M., Causse, C., 1996, Extensive carbonate algal bioherms in upper Pleistocene saline lakes of the central Altiplano of Bolivia: Sedimentology, 43, 973-993.
- Roux, A., 1985, Introduction à l'étude des algues fossiles paléozoïques (de la bactérie à la tectonique des plaques): Bulletin Centre Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine, 9(2), 465-699.

- Roux, A., 1989, Study of a *Paraepimastopora kansasensis* (Dasyclad alga) topotypical material from the Upper Pennsylvanian of Kansas, USA: *Revue de Paléobiologie*, 8(2), 323-333.
- Rygel, M.C., Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., 2008, The magnitude of Late Paleozoic glacioeustatic fluctuations: a synthesis: *Journal of Sedimentary Research*, 78(8), 500-511.
- Sabins, F.F., 1957, Stratigraphic relations in Chiricahua and Dos Cabezas Mountains, Arizona: *American Association Petroleum Geologists. Bulletin*, 41, 466-510.
- Sabins, F.F., Ross, C.A., 1963, Late Pennsylvanian-Early Permian fusulinids from southeast Arizona: *Journal of Paleontology*, 37, 323-365.
- Samankassou, E., 2002, Cool-water carbonates in a paleoequatorial shallow-water environment: The paradox of the Auenig cyclic sediments (Upper Pennsylvanian, Carnic Alps, Austria-Italy) and its implications: *Geology*, 30(7), 655-658.
- Sanders, D., Krainer, K., 2006, Taphonomy of Early Permian benthic assemblages (Carnic Alps, Austria): carbonate dissolution versus biogenic carbonate precipitation: *Facies*, 51, 522-540.
- Sanderson, G.A., Verville, G.J., Groves, J.R., Wahlman, G.P., 2001, Fusulinacean biostratigraphy of the Virgilian stage (Upper Pennsylvanian) in Kansas: *Journal of Paleontology*, 75(4), 883-887.
- Scholz, J., Hillmer, G., 1995, Reef-Bryozoans and Bryozoan-Microreefs: control factor evidence from the Philippines and other regions: *Facies*, 32, 109-144.
- Schreiber, J.F.J., Armin, R.A., Armstrong, A.K., Conolly, W.M., Lyons, T.W., Stanton Jr, R.J., Wrucke, C.T., 1990, Upper Paleozoic Stratigraphy of the Whetstone Mountains, Cochise and Pima Counties, Arizona, *en* Gehrels, G.E., Spencer, J.E. (eds.), *Geologic Excursions through the Sonoran Desert Region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper*, 7, 104-113.
- Shi, G.R., Chen, Z.Q., 2006, Lower Permian oncolites from South China: Implications for equatorial sea-level responses to Late Palaeozoic Gondwanan glaciation: *Journal of Asian Earth Science*, 26, 424-436.
- Skipp, B., 1969, Foraminifera, *en* McKee, E.D., Gutschick, R.C. (eds.), *History of the Redwall Limestone of Northern Arizona: Geological Society of America Memoir*, 114, 173-229.
- Smith, A.M., Nelson, C.S., Spencer, H.G., 1998, Skeletal carbonate mineralogy of New Zealand bryozoans: *Marine Geology*, 15, 27-46.
- Soreghan, G.S., 1994, Stratigraphic responses to geologic processes: Late Pennsylvanian eustasy and tectonics in the Pedregosa and Orogrande basins, Ancestral Rocky Mountains: *Geological Society of America Bulletin*, 106, 1195-1211.
- Soreghan, G.S., 1997, Walther's law, climate change, and upper Paleozoic cyclostratigraphy in the Ancestral Rocky Mountains: *Journal of Sedimentary Research*, 67, 1001-1004.
- Soreghan, G.S., Giles, K.A., 1999, Amplitudes of Late Pennsylvanian glacioeustasy: *Geology*, 27(3), 255-258.
- Soreghan, M.J. Soreghan, G.S. (Lynn), Hamilton, M.A., 2002, Paleowinds inferred from detrital-zircon geochronology of upper Paleozoic loessite, western equatorial Pangea: *Geology*, 30(8), 695-698.
- Sosson, M., 1989, Tectoniques superposées dans le sud-est de l'Arizona (USA): nouvelles données sur l'origine des "metamorphic core complexes": *Bulletin des Centres Recherche et Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 13(2), 277-295.
- Sour-Tovar, F., Álvarez, F., Martínez-Chacón, M.L., 2005, Lower Mississippian (Osagean) spire-bearing brachiopods from Cañón de la Peregrina, north of Ciudad Victoria, Tamaulipas, northeastern Mexico: *Journal of Paleontology*, 79(3), 469-485.
- Spandel, E., 1901, Die Foraminiferen des Permo-Karbons von Hooser, Kansas, Nord Amerika: *Festschrift der Naturhistorischen Gesellschaft in Nürnberg*, 175-194.
- Spencer, P.K., Ross, C.A., 1997, Black Prince limestone and its foraminifers, upper Mississippian-lower Pennsylvanian, SE Arizona and SW New Mexico, *en* Ross, C.A., Ross, J.R.P., Brenckle, P.L. (eds.), *Late Paleozoic foraminifera; their biostratigraphy, evolution, and paleoecology, and the Mid-Carboniferous boundary: Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication*, 36, 139-143.
- Stanley, S.M., Powell, M.G., 2003, Depressed rates of origination and extinction during the late Paleozoic ice age: A new state for the global marine ecosystem: *Geology*, 31(10), 877-880.
- Stewart, J.H., Amaya-Martinez, R., Stamm, R.G., Wardlaw, B.R., Stanley, C.D., 1997, Stratigraphy and regional significance of Mississippian to Jurassic rocks in Sierra Santa Teresa, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 115-135.
- Stoyanow, A.A., 1936, Correlation of Arizona Paleozoic formations: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 459-540.
- Tabor, N.J., Poulsen, C.J., 2008, Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian-Early Permian tropical palaeolatitudes: A review of climate indicators, their distribution, and relation to palaeophysiographic climate factors: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268(3-4), 293-319.
- Taylor, P.D., Allison, P.A., 1998, Bryozoan carbonates through time and space: *Geology*, 26(5), 459-462.
- Tardy, M., Blanchet, R., Zimmermann, M., 1989, Les linéaments du Texas et Caltam entre cordillères américaines et sierras madres mexicaines : nature, origine et évolution structurale: *Bulletin des Centres Recherche et Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 13(2), 219-227.
- Téllez-Girón, C., 1979, Microfacies y microfósiles de la Formación Horquilla, Norte de México: *Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-3044*, 35 p.
- Termier, H., Termier, G., 1971, Bryozoaires du Paléozoïque supérieur de l'Afghanistan: *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, 47, 52 p.
- Thériault, P., Desrochers, P.A., 1994, Late Carboniferous calcrete development in the Canadian Arctic: evidence for a semi-arid climate in northwestern Pangea; *Pangea Global Environments and Resources: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 17, 319-332.
- Thompson, M.L., 1935, The fusulinid genus *Staffella* in America: *Journal of Paleontology*, 9, 111-120.
- Thompson, M.L., 1942, New genera of Pennsylvanian fusulinids: *American Journal of Science*, 240(6), 409-431.
- Thompson, M.L., 1944, Pennsylvanian Morrowan rocks and fusulinids of Kansas: *University of Kansas Publications, State Geological Survey Bulletin*, 52, Part 7.
- Thompson, M.L., 1947, Stratigraphy and fusulinids of Pre-Desmoinesian Pennsylvanian rocks, Llano Uplift, Texas: *Journal of Paleontology*, 21(2), 147-164.
- Thompson, M.L., 1948, Studies of American fusulinids: *University of Kansas, Paleontological Contributions. Protozoa. Article 1*, 184 p.
- Thompson, M.L., 1954, American Wolfcampian fusulinids: *University of Kansas Paleontological Contributions. Protozoa. Article 5*, 225 p.
- Thompson III, S., Jacka, A.D., 1981, Pennsylvanian stratigraphy and petroleum geology of Big Hatchet Peak section, Hidalgo County, New Mexico: *New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources, Circular 176*, 5-30.
- Toomey, D.F., 1983, The paleoecology of a "Middle Limestone Member" (Leavenworth) of an Upper Carboniferous (Stephanian) Cyclothem, Midcontinent, USA: *Facies*, 8, 113-190.
- Toomey, D.F., Windland, H.D., 1973, Rock and biotic facies associated with Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) algal buildup, Nena Lucia Field, Nolan County, Texas: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57(6), 1053-1074.
- Toomey, D.F., Mitchell, R.W., Lowenstein, T.K., 1988, "Algal Biscuits" from the Lower Permian Herington/Krider Limestones of southern Kansas-northern Oklahoma. *Paleoecology and paleodepositional setting: Palaios*, 3, 285-297.
- Twenhofel, W.H., 1919, Precambrian and Carboniferous algal deposits: *American Journal of Science*, 4(43), 339-352.
- Utgaard, J., 1983, Systematic description for the order Cystoporata, *en* Robison, R.A. (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part G, Bryozoa: Lawrence, Kansas, The University of Kansas Press*, 625 p.
- Vachard, D., 1980, Téthys et Gondwana au Paléozoïque supérieur;

- les données afghanes: biostratigraphie, micropaléontologie, paléogéographie: Documents et Travaux, Institut Géologique Albert de Lapparent, 2, 463 p.
- Vachard, D., 1993, Algues, pseudo-algues et microfaciès carbonatés du Dévonien du domaine Ligérien (Massif Armoricain, France): *Palaeontographica*, B229(1-3), 53-113.
- Vachard, D., Cózar, P., 2010, An attempt of classification of the Palaeozoic *incertae sedis* *Algospongia*: *Revista Española de Micropaleontología*, 42(2), 129-241.
- Vachard, D., Téllez-Girón, C., 1986, El género *Polyderma* y nuevas soluciones al problema de las Calcisferas (micropaleontológicas paleozoicas): *Revista Instituto Mexicano del Petróleo*, 18(3), 6-44.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón, B., Grajales, M., 2000a, Biostratigraphie par fusulines des calcaires carbonifères et permien de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexico): *Geobios* 33(1), 5-33.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Pantoja, J., Buitrón, B., Arellano, J., Grajales, M., 2000b, Les fusulines du Mexique, une revue biostratigraphique et paléogéographique: *Geobios*, 33(6), 655-679.
- Villain, J.M., 1995, Modèles micropaléontologiques récents et stratigraphie séquentielle en Indonésie: *Geobios*, 18, 409-423.
- Waas, R.E., Conolly, J.R., Macintyre, R.J., 1970, Bryozoan carbonate sand continuous along southern Australia: *Marine Geology*, 9, 63-73.
- West, R.R., Archer, A.W., Miller, K.B., 1997, The role of climate in stratigraphic patterns exhibited by Late Palaeozoic rocks exposed in Kansas: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128, 1-16.
- Wilde, G.L., 1975a, Fusulinid evidence for the Pennsylvanian-Permian boundary: *Proceedings of the First I. C. White Memorial Symposium, The age of the Dunkard 1972*, 123-138.
- Wilde, G.L., 1975b, Fusulinid-defined Permian stages, *en* Permian exploration, boundaries and stratigraphy: West Texas Geological Society and Permian Basin Section, Society Economic Paleontologists and Mineralogists Publication, 75-65, 67-83.
- Wilde, G.L., 1990, Practical fusulinid zonation: the species concept with Permian basin emphasis: *West Texas Geological Society Bulletin*, 29(7), 5-15, 28-34.
- Wilde, G.L., 2006, Pennsylvanian-Permian fusulinaceans of the Big Hatchet Mountains, New Mexico: *New Mexico Museum Natural History and Science*, 38, 1-311.
- Wilson, J.L. Madrid S.A., Malpica, C.R., 1969, Microfacies of Pennsylvanian and Wolfcampian strata in Southwestern, USA, and Chihuahua, Mexico, *en* Guidebook Twentieth Field Conference, The border region Chihuahua and the United States, 80-90.
- Wilt, J.C., 1990, The Colina Limestone (Permian) near Tombstone, Arizona, *en* Schreiber, J.F.Jr. (ed.), Upper Palaeozoic stratigraphy of the Whetstone Mountains, Cochise and Pima Counties, Arizona: Geological Society of America, 86th Cordilleran Section Meeting, Tucson, Arizona, 74-80.
- Zeller, R.A.Jr., 1966, Stratigraphy of the Big Hatchet Mountains area, New Mexico: *New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources Memoir*, 16, 1-128.

Manuscrito recibido: Abril 5, 2010

Manuscrito corregido recibido: Agosto 22, 2011

Manuscrito aceptado: Agosto 23, 2011