



Universidad Autónoma de San Luis Potosí



Posgrado en Ciencias en Geología Aplicada

Facultad de Ingeniería

Instituto de Geología



“Datos para la reconstrucción paleoclimática del Jurásico Inferior a Medio en la Mesa Central de México”

TESIS

Para obtener el grado de Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Loyola Martínez Erika



SAN LUIS POTOSÍ, S.L.P. ENERO 2015

ÍNDICE

Resumen	3
I Introducción	6
I.1 Planteamiento del problema.....	7
I.2 Objetivo	7
I.3 Localización de las áreas de estudio	7
I.4 Marco geológico regional.....	10
I.5 Estudios previos.....	12
I.6 Metodología.....	14
I.6.1 Metodología paleopalinológica	14
I.6.2 Geoquímica de isotopos estables.....	19
II Estratigrafía	21
II.1 Triásico Superior	21
II.1.1. Formación Zacatecas	21
II.2 Jurásico Inferior-Medio	25
II.2.1. Formación Nazas.....	25
II.2.2 Formación La Boca	27
II.2.3. “unidad informal capas Cerro El Mazo”	28
II.3 El Jurásico Medio-Superior (Formación La Joya).....	30
II.4 Jurásico Superior, Formación Zuloaga	31
II.5 Jurásico Superior.....	32
II. 6 Régimen de Sedimentación e implicaciones paleoclimáticas	35
III Resultados geoquímicos y palinológicos	37
III.1 Geoquímica de Isótopos	37
III.2 Palinología.....	40

IV. Discusión	59
V. Conclusiones y Recomendaciones	65

ÍNDICE DE FIGURAS

Tabla 1. Muestras palinológicas procesadas: se indica ubicación y la unidad estratigráfica correspondiente, así como el tipo de preparación de las diferentes láminas obtenidas de cada muestra	15
Figura 3.- toma de muestra palinológica con ayuda de una perforadora de diamante.	16
Figura 4.- fotografía del laboratorio, el procesado de las muestras UASLP.	18
Tabla 2. Muestras procesadas para isótopos estables (¹⁸O y ¹³C)	20
Figura 5.-columnas estratigráficas, de la mesa central, La Ballena, Charcas Real de Catorce, Valle de Huizachal, tomadas de Barboza-Gudiño, 2004 y Michalzik,1988. ..	22
Figura 10.- alternancia de areniscas y lutitas rojas de la unidad “capas Cerro El Mazo” en la localidad de Los Catorce.	30
Figura 11.- conglomerado de La Formación La Joya en el Valle del Huizachal en Tamaulipas.....	31
Figura 12.- calizas de La Formación Zuloaga en la localidad de Charcas, San Luis Potosí.....	32
Figura 13.- calizas de La Formación La Caja en Aramberri, Nuevo León. Hacia el extremo derecho superior de la foto se observa el cambio a los bancos de caliza de la Formación Taraises.	34
Figura 14.- Rangos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en seis muestras carbonatadas cuyos resultados numéricos se muestran en la tabla 3.	39
Figura 15 Selaginella	43
Figura 16 Palinomorfo de incertae sedis	44
Figura 17 Polen sulcado	45
Figura 18 Classopollis	46

Figura 19 Espora trilete	47
Figura 20 Pityosporites	48
Figura 21 Plicatipollenites	49
Figura 22 Quiste de dinoflagelado	50
Figura 23 Ephedripites.....	51
Figura 24 Dinoflagelado no identificado	52
Figura 25 Algae incertae sedis.....	53
Figura 26 Asteropollis	54
Figura 27 Algae incertae sedis.....	55
Figura 28 Pityosporites sp. B.....	56
Figura 29 Pityosporites sp. C.....	57
Figura 30.- diagrama con resultados de los estudios palinológicos con Hemerozonas que señalan edades.	58

Resumen

Se aportan resultados palinológicos complementados con algunos datos de isótopos estables y observaciones de carácter sedimentológico que permiten establecer algunos parámetros útiles para una reconstrucción paleo-climática de la región de la actual provincia de la Mesa Central de México y sus estribaciones con la Sierra Madre Oriental durante el Jurásico Inferior a Medio. Los estudios de campo y la descripción de las sucesiones sedimentarias que afloran en localidades aisladas en donde quedan expuestas capas del Jurásico Inferior a Medio, han permitido identificar una sedimentación continental a marino-marginal para el Jurásico Inferior, influenciada por un volcanismo contemporáneo. Hacia el Jurásico Medio la sedimentación es eminentemente continental, pasando hacia el Jurásico Superior a los depósitos lagunares y marinos someros producto de la transgresión proveniente del Golfo de México. Parte del Jurásico Inferior y el Jurásico Medio, están representados en la zona por capas rojas, que son indicativas de un depósito en condiciones oxidantes en medios de clima templado y cálido, bajo condiciones áridas, lo cual se manifiesta en una muy escasa flora fósil. Los estudios palinológicos, que en realidad aportan materiales provenientes de zonas de procedencia aledañas, pero a la vez también distantes del área del depósito, permitieron la identificación de géneros de esporas como *Asteropollis* sp, característicos de un clima subtropical y *Ephedripites* sp. pertenecientes a climas áridos, abundantes en el Mesozoico, así como *Algae (incertae sedis)* y *Selaginella* sp. que son por el contrario, indicativas de ambientes húmedos, posiblemente pantanosos costeros en un clima tropical. Por otro lado *Pytiosporites* sp., *Plicatipollenites* sp. y *Classopollis* sp, provenientes de coníferas, son indicativos de un clima frío o de montaña. Lo anterior nos habla de depósitos ocurridos posiblemente tidales o cercanos a la costa, con ambientes locales húmedos y a la vez un aporte distal de sedimentos procedentes de áreas secas y en parte zonas elevadas con clima frío, en general todos ellos correspondientes con zonas tropicales a subtropicales del planeta.

Todos los tipos anteriores así como ejemplares de dinoflagelados no identificados, tipos de polen sulcado y esporas trilete se registran desde el Triásico y en algunos casos con un incremento dramático desde el Pérmico con una radiación Mesozoica, hasta el día de hoy.

La interpretación anterior del paleoclima es apoyada por los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en muestras que abarcan un rango de edades del Triásico Superior, al Jurásico Superior en la zona, en donde las muestras del Jurásico Inferior presentan en general valores más bajos, en todos los casos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ en comparación con el Triásico Superior, lo cual es compatible con condiciones de clima más cálido en esta etapa, observándose a la vez un paulatino incremento de estos valores hacia el Jurásico Superior. En el caso de los valores de $\delta^{13}\text{C}$, también en general negativos, se observa un incremento desde el Triásico Superior, con ligero descenso en la parte superior del Jurásico Inferior y posterior incremento paulatino hasta el Jurásico Superior, valores que asimismo son compatibles con un escenario en el límite Triásico-Jurásico, con posibles elevadas temperaturas tras la liberación de carbono empobrecido en ^{13}C , por una intensificación del volcanismo y emisión de CO_2 o desde fondos oceánicos y posiblemente otros ambientes en donde gases como el metano, se enriquecen en forma de caltrates que pueden ser liberados de manera súbita y masiva por efectos mecánicos o físicos diversos, coincidiendo este mismo escenario además, con el evento de extinción masiva del límite Triásico-Jurásico, uno de los cinco eventos de extinción masiva de especies más grandes en la historia de la tierra.

I Introducción

El presente estudio, es parte de un proyecto de investigación sobre tectónica sedimentaria del Jurásico Inferior a Medio en el Centro y Noreste de México, que forma a su vez parte de la línea de investigación sobre estratigrafía y paleogeografía del Mesozoico que se viene desarrollando dentro del instituto de Geología de la UASLP. Se hace una reconstrucción del clima que prevaleció en el Jurásico Inferior a Medio, mediante el estudio palinológico asociado a otras técnicas sedimentológicas y geoquímicas, en diferentes localidades de San Luis Potosí, Nuevo León y Tamaulipas.

Algunos trabajos previos han aportado conocimiento acerca de la estratigrafía, la paleogeografía y la evolución tectónica a nivel regional, estableciendo una posición para la región en estudio hacia la margen occidental, ecuatorial de Pangea, sin embargo es preciso entrar en una fase de detalle en los estudios sobre la sedimentación y en este caso el paleoclima que prevaleciera en la zona durante el Mesozoico temprano.

I.1 Planteamiento del problema

En el centro y noreste de México, existe una serie de afloramientos aislados de sucesiones sedimentarias detríticas de capas rojas continentales a marino-marginales que en parte se interdigitan o sobreyacen a rocas volcánicas pertenecientes al arco volcánico del Jurásico temprano o “Arco Nazas”. Las reconstrucciones paleogeográficas previas (Barboza-Gudiño et al., 2010., Ortega-Flores et al., 2014), sitúan a esta región, desde el Triásico Superior hasta el Jurásico en la margen occidental, posiblemente ecuatorial de Pangea, aunque no se hace alusión al tipo de clima que se pudiera interpretar a partir de los depósitos sedimentarios presentes, por lo que con el presente trabajo se pretende establecer algunas particularidades y aportar datos en este sentido a través del estudio de las facies continentales a marino-marginales del Jurásico Inferior a Medio.

I.2 Objetivo

El objetivo principal del presente estudio es una recopilación de datos para la reconstrucción paleoclimática por medio del análisis sedimentológico palinológico y de isótopos estables en depósitos sedimentarios del Jurásico Inferior a Medio en el centro y noreste de México.

I.3 Localización de las áreas de estudio

La región estudiada, se ubica entre las provincias fisiográficas de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental (Álvarez Jr., 1958). En esta zona son varios los afloramientos aislados en donde se encuentran expuestas rocas del Triásico Superior y Jurásico Inferior a Medio (fig.1), entre otras, diversos afloramientos en las Sierras de Catorce y de Charcas en el estado de San Luis Potosí, así como los afloramientos de la Sierra de Salinas, en los límites de los estados de San Luis Potosí y Zacatecas. En La Sierra Madre Oriental, en Tamaulipas, se encuentran los afloramientos del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, al poniente de Ciudad Victoria y algunos afloramientos en Miquihuana y Bustamante, mientras que en el estado de Nuevo León, ocurren afloramientos de este tipo en la zona de Galeana y Sierra de Pablillo, así como en el área de Aramberri. Otros afloramientos comparables ocurren en los estados de Coahuila (Sierra de Jimulco), norte de Zacatecas (Caopas-Rodeo) y Durango (Sierra de Ramírez, Villa Juárez, San Pedro del Gallo y Santa María del Oro). Para el presente estudio, se recolectaron muestras que resultaron positivas

tras su preparación para el estudio de palinomorfos, en las áreas de Real de Catorce y Charcas en el estado de San Luis Potosí, Cañón de la Peregrina en el anticlinorio Huizachal-Peregrina en Tamaulipas y San Pablo Tranquitas en Nuevo León. Las muestras colectadas para los análisis de geoquímica de isotopos estables proceden de las áreas de La Ballena en Zacatecas, Real de Catorce y Cañón Los Tomates, al sureste de galeana, Nuevo León.

La localidad de La Ballena se ubica en la parte central de la Sierra de Salinas en el límite de los estados de San Luis Potosí y Zacatecas. Los afloramientos de rocas triásicas y Jurásicas abarcan un área más o menos extensa, comprendida dentro de las coordenadas: 22°27' y 22°29' de latitud norte y 101°39' y 101°42' de longitud oeste. El acceso puede ser desde la carretera 49 (San Luis-Zacatecas) cortando hacia Pinos, Zacatecas y en la proximidad de la Hacienda de la Pendencia, hacia el poniente por un camino de terracería en buen estado que conduce hasta la comunidad La Ballena. Una segunda opción es seguir hacia Pinos y continuar hasta Villa Hidalgo, Zacatecas, desde donde existe una carretera pavimentada hasta el poblado de La Ballena.

Para ingresar al área de Charcas desde la capital del estado de San Luis Potosí, se toma la Carretera Federal número 49 (San Luis-Zacatecas), posteriormente en el kilómetro 30, se toma la desviación hacia la carretera estatal número (63) la cual pasa por los poblados de Ahualulco, Moctezuma y Venado hasta llegar a Charcas. De aquí se puede tomar el camino que conduce a Villa de Santo Domingo y aproximadamente a 2 km de recorrido, se toma la desviación por un camino de terracería que conduce a las comunidades de la Trinidad y San Rafael, en este último poblado, se toman algunas veredas que conducen a las áreas de interés.

La Sierra de Catorce se ubica aproximadamente a 170 km al norte de la capital del estado de San Luis Potosí y a 1 km al poniente del poblado de Real de Catorce, S.L.P., entre los paralelos 23° 38' y 23° 40' de latitud norte y los meridianos 100° 51' y 100° 56' de longitud oeste.



Figura 1.- Ubicación de la región de estudio, mostrando las áreas de muestreo.

Para ingresar a la parte oeste de la Sierra de Catorce, se parte de la capital del estado, tomando la Carretera Federal 57 (autopista México-Piedras Negras), pasando por el entronque El Huizache hasta llegar a el poblado La Bonita, de donde se toma la desviación hacia el poblado de Charcas; sobre esta carretera y aproximadamente a 50 km después del cruce de la vía del ferrocarril (México-Laredo) hay un camino que pasa por los poblados de San Francisco, Guadalupe el Carnicero, Ranchito de Coronados y Estación Wadley respectivamente hasta llegar a Estación Catorce, continuando por la terracería (transitable en la mayor parte del año) a Real de Catorce. En el transcurso de este camino se encuentra la zona de estudio siendo accesible mediante vehículo todo terreno.

En el extremo noreste de la región estudiada, se ubican las localidades con afloramientos del Triásico continental al sur de Galeana, Nuevo León, en las coordenadas 24°40' y 24°43' de latitud norte y 100°04' y 100°06' de longitud oeste. Esta zona es cortada por la carretera Federal 58 en el km 16 de la ruta San Roberto-Linares, a la altura de los poblados de San Marcos y San Pablo Tranquitas.

Finalmente en el estado de Tamaulipas se encuentran los afloramientos del llamado anticlinorio Huizachal-Peregrina, en donde al poniente de Ciudad Victoria se ubican en el frente de la Sierra Madre Oriental, los cañones de La Peregrina y La Boca, entre otros, en las coordenadas 23°40' 23°53' de latitud norte y 99°10' y 99°17' de longitud oeste, con afloramientos de rocas precámbricas, paleozoicas y del Mesozoico inferior. Al sur, sobre la carretera 126, Ciudad Victoria-Jaumave se encuentra el Valle del Huizachal, en donde una extensa área de afloramientos de areniscas rojas del Jurásico Inferior a Medio es cortada por la propia carretera.

I.4 Marco geológico regional

Según Carrillo-Bravo (1982), la geología de la región se caracteriza o puede ser descrita de la siguiente manera: las rocas más antiguas que afloran en la región, son rocas sedimentarias clásticas, marinas del Triásico tardío que afloran en los alrededores de la Ciudad de Zacatecas y en el área de Pico de Teyra, en el norte del estado de Zacatecas; así como en la Sierra de la Ballena en el límite de los estados de San Luis Potosí y Zacatecas; en las áreas de Charcas y Sierra de Catorce, al noreste y norte del estado de San Luis Potosí; así como en varios afloramientos aislados en el área de la Presa de Santa Gertrudis y en la Sierra La Taponá, al noreste de Charcas (fig.2). Hacia el noreste, en la Sierra Madre Oriental, en los estados de Tamaulipas y Nuevo León, afloran rocas de la misma edad (Triásico Superior), pero en facies continentales, como vestigios de depósitos a lo largo de sistemas fluviales en donde además se observan sobreyaciendo a rocas precámbricas y paleozoicas metamorfizadas.

En el Jurásico Inferior, continuaron los depósitos continentales en partes de Nuevo León y Tamaulipas y Marinos hacia San Luis Potosí y Zacatecas, sin embargo es en esta etapa, cuando se instaló un arco volcánico continental en la región, como resultado de una subducción en el paleopacífico, cuya margen se hallaba en la Mesa Central (Barboza-Gudiño et al., 1998, 1999, 2008) donde se ubica la zona de estudio.

Es así que a nivel regional, la columna litológica está representada por escasos afloramientos de una secuencia siliciclástica marina del Triásico Superior (Formación Zacatecas), sobreyacida por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Inferior a

Medio, así como sedimentos clásticos continentales del Jurásico Medio, sobre los que se observan depósitos correspondientes a la transgresión marina del Jurásico Superior, para continuar con la potente secuencia de capas marinas esencialmente carbonatadas del Jurásico Superior y Cretácico, ampliamente distribuidas en todo el noreste de México.

La región fue afectada en el Cretácico Superior y Paleógeno, por deformación contractiva asociada de manera general a la llamada orogenia Laramide o Hidalgoana. Esta deformación produjo plegamiento y algunas imbricaciones y fallas inversas tipo cabalgadura, observándose en toda la zona plegamientos con vergencia hacia el este-noreste y un transporte tectónico en las cabalgaduras o imbricaciones en la misma dirección.

Hacia el Cenozoico Superior se presentaron eventos de extensión, que algunos autores han asociado por su edad, distribución y estilo de deformación, con la provincia de basin and ranges del suroeste de Norteamérica (Stewart, 1998).

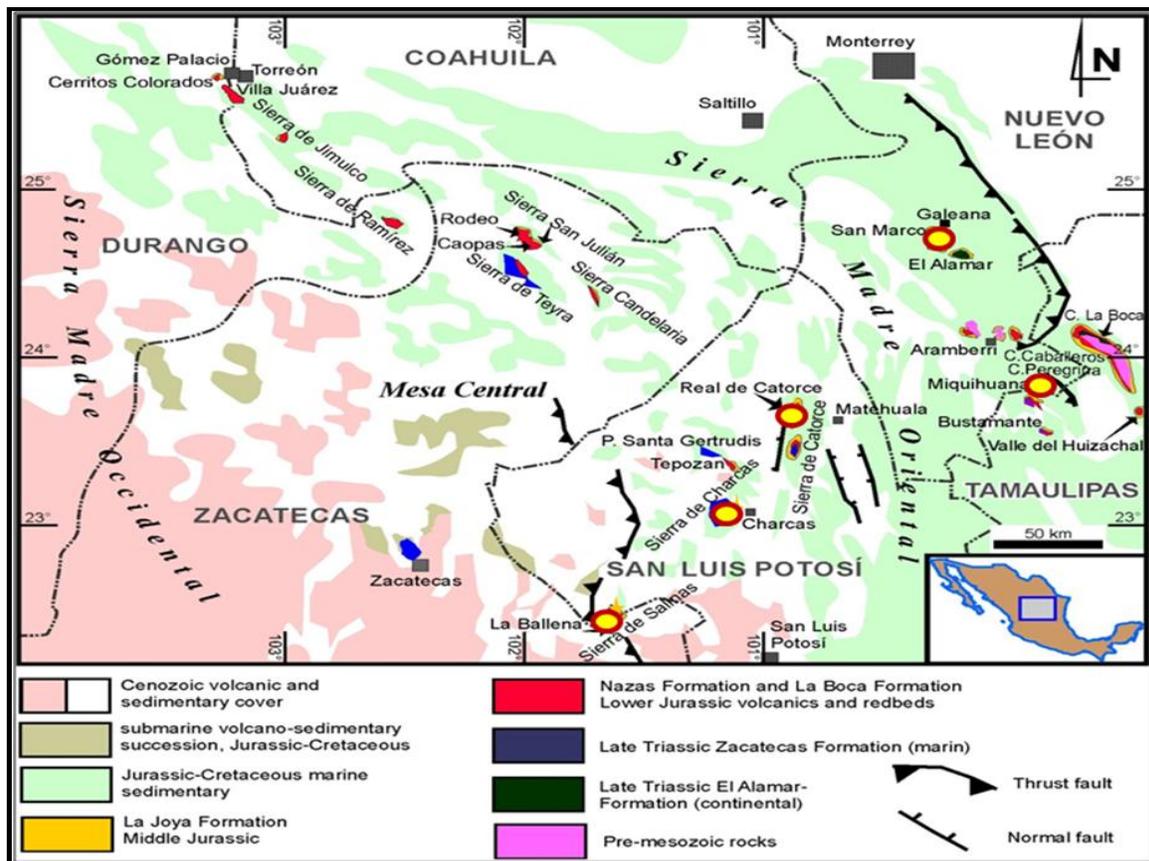


Figura 2.- Mapa geológico regional tomado de Barboza-Gudiño et al., (2010). Se señalan las áreas de muestreo del presente estudio.

I.5 Estudios previos

Existen muy pocos trabajos sobre palinología de unidades jurásicas en la zona. En el noreste de México Rueda-Gaxiola et al., (1999), definieron dentro del Alogrupo Los San Pedros, de origen continental a la Aloformación La Boca, reconociendo en esta unidad algunas palinozonas que denominaron B, C, D, E, F: La Aloformación la Boca según estos autores (op. cit.), sobreyace discordantemente al Alogrupo Huizachal y está constituida en la base por un predominio de conglomerado, intercalado con arenisca de color gris verdoso y con limolita y arenisca de colores rojo y verde, algunas de las cuales contienen materia orgánica algácea, abundante carbonato de calcio y cemento espático. Hacia la parte superior, la secuencia gradúa a limolita y lutita de color rojo sobre conglomerado de color verde, constituyendo ciclos de disminución progresiva del tamaño de grano. Su composición textural indica que se trata de arenisca polimíctica con abundantes fragmentos de rocas metamórficas, en una secuencia que presenta cemento espático asociado a rocas con características de planicies de inundación.

Hacia su base se identifican tres intervalos con troncos fósiles y estratos con materia algácea. Mixon et al., (1959) reportaron plantas del Triásico Tardío en la “Formación La Boca” (Formación Huizachal *sensu* Carrillo-Bravo (1961) y actual Formación El Alamar (*sensu* Barboza-Gudiño et al., (2010) en el Cañón del Novillo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas. Mixon et al. (1959) colectaron Laurozamites y aquí – reportada por ellos como “*Pterophyllum fragile*” (Weber y Zamudio-Varela, 1995); especies correspondientes a un grupo de benettitaleas que requiere revisión, asignado algunas veces a “*Ctenophyllum braunianum*”, s.l. – reportado como “*Pterophyllum inaequale* Fontaine”; etc. (Weber, 1980) como “*Cephalotaxopsis carolinensis*”, y fragmentos cuestionables de Podozamites.

Carrillo-Bravo (1961) reporta ejemplares de *Araucarioxylon* en localidades del Anticlinorio Huizachal-Peregrina y en el Cañón el Alamar al SE de Galeana, Nuevo León. Es importante destacar que ninguna de éstas especies fue encontrada en estratos Jurásicos de México (Weber, 1997).

Con respecto a las unidades que sobreyacen a las capas del Triásico a nivel regional, López-Infanzón (1986), Grajales-Nishimura (1992), Barboza-Gudiño (1989, 1993), Tristán y Torres (1994), Bartolini (1998), Bartolini et al., (1999, 2003), han logrado definir y demostrar la presencia del arco volcánico del Jurásico Inferior en el noreste de México “Arco Nazas” y han descrito las capas rojas que en la región representan una discordancia erosional (Formación La Joya) hasta pasar al registro de la transgresión marina del Jurásico Medio a Superior en el Oxfordiano, no obstante, trabajos sobre la palinología de estas unidades no existen hasta el momento o por lo menos no son de nuestro conocimiento.

La sucesión Jurásico-cretácica compuesta esencialmente de calizas, evaporitas, calizas arcillosas, areniscas a lutitas, es descrita en muy diversos trabajos sobre la región (Martínez- Pérez, 1972, Carrillo-Bravo, 1982) o sobre áreas específicas como La Sierra de Salinas (Silva-Romo, 1993), Sierra de Charcas (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992, 1994), Presa de Santa Gertrudis (Tristán-González et al., 1995), Sierra de Catorce (Barboza-Gudiño et al., 2000, 2004), región de Galeana Nuevo León, (Padilla y Sánchez, 1978, Michalzick, 1988). En todos estos trabajos se describen diversos microfósiles, esencialmente de invertebrados, así como microfósiles como foraminíferos, pero no hay registro o descripción alguna de palinomorfos o esporas.

Un trabajo más en la región, en donde sí se describe la presencia de palinomorfos es el de Aranda et al., (1988). En dicho estudio, se establece una edad jurásica temprana para los metasedimentos negros de la formación Gran Tesoro que aflora en el norte de Durango. Si se consideran las edades de otras rocas contenidas en la misma formación, como fuera originalmente descrita (Russell, 1924 In: Aranda et al., 1988), que incluyen edades paleozoicas para esquistos de moscovita (326 ± 26) (Araujo 1983 y Arenas, In: Zaldívar y Garduño, 1984), y para rocas sedimentarias como calizas y areniscas y considerando el contacto tectónico entre ellos, así como con la secuencia sedimentaria mesozoica, este fechamiento palinológico será relevante en las futuras interpretaciones geotectónicas de esa región.

I.6 Metodología

El trabajo de campo consistió en localizar los afloramientos apropiados para el muestreo de capas rojas de diversas localidades como son: Sierra de Salinas (La Ballena) en el estado de Zacatecas, Charcas y Real de Catorce en San Luis Potosí, Cañón de Peregrina en Tamaulipas y San Pablo Tranquitas en el estado de Nuevo León. En total se recolectaron once muestras para el análisis palinológico y seis para un análisis de geoquímica de isotopos estables, como lo muestran las tablas 1 y 2. Además de los procedimientos analíticos empleados, para la interpretación del paleoclima se han considerado una serie de observaciones de campo, esencialmente de carácter sedimentológico en las rocas estudiadas.

I.6.1 Metodología paleopalínológica

La toma de las muestras consistió en localizar puntualmente en estos afloramientos las rocas, más propicias para la ubicación de palinomorfos, que en las unidades estudiadas son en general capas rojas de tipo limolitas y lutitas, posteriormente se procedió a limpiar la roca con pica, quitando la parte intemperizada y externa de la roca para obtener una muestra lo menos contaminada posible de restos de otras rocas como de plantas recientes, ya que la dureza de estas rocas no permitió fuera muy profunda la toma, posteriormente se guardó la parte de interés con los datos siguientes: nombre de la localidad, fecha de recolección, coordenadas y formación, este procedimiento se repitió con cada una de los ejemplares antes mencionados.

El proceso requiere de un especial cuidado desde el muestreo, tomando la roca más apropiada en campo (fig. 3) para posteriormente analizarse en laboratorio y dando a cada muestra una clave de identificación a fin de llevar un control estricto del trabajo.

Tabla 1. Muestras palinológicas procesadas: se indica ubicación y la unidad estratigráfica correspondiente, así como el tipo de preparación de las diferentes láminas obtenidas de cada muestra

Localidad	Muestra	Coordenadas	Unidad estratigráfica	Láminas	Preparación *
Real de Catorce	1	0305727, 2622338	Formación La Joya	PB-10755 (1-10)	S
				PB-10755 (11-17)	A
				PB-10755 (18-27)	A, C
				PB-10755 (28-29)	S, F, C
				PB-10755 (30-31)	A, F, C
				PB-10755 (32-34)	S, F
				PB-10755 (35-37)	A, F
				PB-10755 (38)	S, F, C
	PB-10755 (39)	HCl			
	2	0306658, 2622407	Formación La Joya	PB-10756 (1)	S, F, C
				PB-10756 (2)	A, F
				PB-10756 (3)	A
				PB-10756 (4)	S
	3	0307040, 2622436	Formación La Joya	PB-10757 (1-5)	S
				PB-10757 (6)	HCl, HF
				PB-10756 (7-11)	S
4	0305956, 2622292	Capas Cerro El Mazo	PB-10758 (1-4)	A, S	
8	0306423,2622345	Formación La Joya	PIG-3	A, S, C	
			PIG-4		
			PIG-11		
			PIG-14		
Charcas	5	0276280, 2552225	Formación La Joya	PB-10759 (1-3)	A, S
	6	0276312, 2552172	Formación La Joya	PB-10760 (1,3,4)	A, S
	7	0276316, 2552161	Formación La Joya	PB-10763 (1-6)	S
	9a	0276282, 2552220	Formación La Joya	PIG-5, 6, 12	A, S, C
	9b	0276282, 2552220	Formación La Joya	PIG-27- 28	A, S, C
Cañón de Peregrina	10	0475841, 2628970	Formación La Boca	PIG-8, 9, 10, 18	A, S, C
San Pablo Tranquitas	11	0388512, 2731881	Formación La Joya	PIG-15, 16	A, S, C

***Preparación: S=Schultz, A=Acetólisis, C=Calentón, F=Flotación, HCl=Ácido Clorhídrico, HF=Ácido Fluorhídrico.**



Figura 3.- toma de muestra palinológica con ayuda de una perforadora de diamante.

En el laboratorio se lleva a cabo un procedimiento mecánico y químico que consiste en los siguientes pasos fig.4:

1. Se tritura o muele la roca a un tamaño de 2 mm aproximadamente o al tamaño de una lenteja (proceso mecánico).
2. Se mezcla hasta homogeneizar todo el contenido triturado.
3. Se deposita el triturado en un vaso de precipitado en la cantidad de 30 gm y se procede a agregar ácido clorhídrico hasta tapan el contenido del sedimento, (proceso químico).
4. Se deja reposar por 24 horas, a lo largo de este proceso se sigue agregando ácido clorhídrico por lapsos posteriores de dos horas hasta que deje de efervescer, acompañado con movimientos.
5. Pasado el tiempo necesario se decanta la muestra, se agrega nuevamente ácido clorhídrico para verificar si ya no existe efervescencia, consiguientemente se agrega agua destilada al tope del recipiente, se deja en reposo por un lapso de una hora a

hora y media, se decanta solo si ya se observa sedimentada la muestra si no, se deja nuevamente en reposo hasta que se vea sedimento en el fondo.

6. Decantado de las muestras de 5 a 6 lavadas con agua destilada las lavadas continuarán hasta lograr un pH neutro.

(NOTA: la finalidad de utilizar el ácido clorhídrico es eliminar el contenido de carbonatos). Subsecuentemente se elabora un registro de la muestra: en un formato se anotan los datos detallados del proceso que se le ha llevado a cabo en el laboratorio.

Una vez terminado este primer procedimiento se prosigue un segundo lavado de la muestra con una segunda serie de pasos:

1. Se agrega ácido fluorhídrico a la muestra (ya trabajada con ácido clorhídrico), poco a poco a ras de la pared del vaso de precipitado, se calienta el contenido (este calentamiento depende del tipo de roca), se agita y se va checando la temperatura con el fin de no llegar a un sobrecalentamiento y se pierda así el contenido, si se llega a sobrecalentar la reacción se detiene agregando agua destilada.
2. Se deja en reposo por un lapso de 24 hrs.
3. Por último se decanta con agua destilada de 5 a 6 veces.

Una vez terminados estos pasos se prosigue con lo siguiente: Se concentra la muestra obtenida en tubos de centrifuga (plástico) cada tubo se etiqueta con lápiz, se calibran en balanza hasta igualarse, y se centrifugan por un tiempo de 10 minutos (1000 a 1200 revoluciones).

Terminado esto se procede al método de schultz, que consiste en lo siguiente: Se mezcla ácido nítrico con clorato de potasio a una saturación del sedimento (la mezcla depositada debe ser el doble del contenido de sedimento), a una duración de 8 minutos.

La reacción se detiene pasando el tiempo indicado con agua destilada, se calibra y se centrifuga. Esto nos lleva al proceso de flotación:

(NOTA: decantar lo más que se pueda ya que las muestras deben estar neutras (agua) para poder agregar el politungstato).



Figura 4.- fotografía del laboratorio, el procesado de las muestras UASLP.

Una vez listas las muestras se ponen el doble del contenido de politungstato, es decir sedimento 3 ml, y politungstato 6 ml, ahora se agita durante cinco minutos, posteriormente se calibra con politungstato y se mete a centrifugar por quince minutos.

El siguiente paso consiste en lavar con agua destilada, se calibran, se meten a centrifugar, repitiendo este paso de cuatro a cinco veces hasta que se observe una pastilla (sedimento de fondo), la duración del centrifugado es de 10 minutos por 1 500 revoluciones.

Finalmente para el montaje y preparación de láminas se coloca en un cubre objetos de una a dos gotas de hidroxiacetilcelulosa, se mezcla el sedimento, posteriormente se decanta y se pone en el porta objetos una gota de HEC, se agrega una nueva gota pero ahora del sedimento mezclado.

A esa unión de sedimento y al HEC se mezclan con un palillo de dientes a toda su amplitud, se coloca en la plancha caliente previo a esto se calienta el porta objetos y se etiqueta. Por último se pone de una a dos gotas de bálsamo de Canadá en el cubre objetos y se acerca al porta objetos hasta unirse, se regresa a la plancha para una mejor fijación y se deja secar en el horno a 70 °C por tres semanas.

El examen al microscopio consiste en la observación de las laminillas palinológicas mediante un microscopio de polarización, usando aumentos de 100 x, lo que implica el empleo de objetivo de inmersión (esta parte en todos los casos, se realizó en el laboratorio de palinología del instituto de investigación de la UNAM, debido a que en el instituto de Geología de la UASLP, no se contaba con un objetivo 100 x).

I.6.2 Geoquímica de isótopos estables

Se recolectaron 6 muestras de mano de rocas para estudios de isótopos estables (tabla 2), mismos que se realizaron en un espectrómetro de masas MA-T253 Thermo en el Centro de investigaciones “*Geo-Forschungs Zentrum*” en Potsdam, Alemania.

Las muestras fueron tomadas en las diferentes unidades tratando de abarcar el rango de edades desde el fin del Triásico hasta el Jurásico Superior y en todos los casos muestras con contenido de carbonatos, las cuales son escasas en las unidades estratigráficas estudiadas, ya que se trata de sucesiones de rocas siliciclásticas, por lo que se buscaron muestras tipo concreciones, que aunque escasas existen tanto en las turbiditas del Triásico Superior

expuestas en las áreas de estudio, como en las capas rojas de las Formaciones La Boca y la Joya, del Jurásico Inferior a Medio, respectivamente. Asimismo, se tomó como muestra apta para este fin una concreción procedente del Titoniano

La preparación de las muestras realizada en el Instituto de Geología de la UASLP fue la siguiente:

- 1) Limpieza de las muestras con pica quitando la parte oxidada de la roca y dejándola lo más limpia posible.
- 2) Triturado de cada una de las rocas sobre una placa de acero, por medio de marro y una barrera circular de plástico, llegando a un grado fino de triturado, se lavó el material y equipo cuantas veces fue necesario entre cada muestra, evitando la contaminación posible.
- 3) Estando el triturado fino se pasó a la molienda final, en molino de ágata, hasta reducir a polvo fino (malla 200) cada muestra de roca, en este punto se etiquetó y se envasó en vasos esterilizados, evitando igualmente la contaminación.

Tabla 2. Muestras procesadas para isótopos estables (^{18}O y ^{13}C)

Localidad	Muestra	Unidad estratigráfica	Coordenadas
La Ballena	1-9-87	Formación Zacatecas (Triásico Superior)	0221234, 2487308
Real de Catorce	19-0-6	Capas Cerro El Mazo (Triásico Superior)	0305915, 2622284
Real de Catorce	13-42	Capas Cerro El Mazo (Límite Triásico- Jurásico)	0305956, 2622292
La Ballena	13-17	Fm. Nazas (Ji)	0221802, 2486973
Real de Catorce	13-20	Formación La Joya (Jurásico Medio)	0306423, 2622345
Iturbide	14-1	Fm. La Casita (Jurásico Superior)	0409800, 2733300

II Estratigrafía

En La Sierra Madre Oriental afloran numerosas unidades estratigráficas cuyo rango de edades abarca desde el Precámbrico hasta el Cenozoico, mientras que en la Mesa Central solamente afloran rocas del Mesozoico y Cenozoico. En ambas provincias, las rocas del Cretácico, que son esencialmente calizas y en menor proporción lutitas y areniscas, tienen una mayor distribución. A continuación se describen las unidades estratigráficas del Jurásico Inferior a Medio, que son motivo del presente estudio, (Jurásico Inferior a Medio), así como parte de las secuencias que las subyacen (Triásico Superior) y sobreyacen (Jurásico Superior), a fin de interpretar los ambientes de depósito y algunos posibles procesos y condiciones que prevalecieron durante el mismo.

II.1 Triásico Superior

II.1.1. Formación Zacatecas

Carrillo-Bravo (1968 *en* Martínez-Cardona y Malpica-Cruz, 1983) propuso informalmente el nombre de formación Zacatecas en un reporte interno de PEMEX. Previamente para una sucesión de capas marinas triásicas reportadas por Burckhardt y Scalia (1905) en las cercanías de la ciudad de Zacatecas. Por otro lado, Silva-Romo (1993) y Silva-Romo *et al.* (2000) consideraron nombrar en la Sierra de Salinas a esta secuencia siliciclástica del Triásico Medio a Superior, como formación La Ballena ya que según su percepción, no tiene similitud litológica con la secuencia expuesta en el Arroyo La Pimienta al NW de la Ciudad de Zacatecas; sin embargo, Bartolini *et al.* (2001) utilizaron el nombre de formación Zacatecas, para las rocas pelíticas que afloran en esta área (La Ballena), ya que en edad y posición estratigráfica (fig. 5) son correlacionables con la localidad descrita originalmente como formación Zacatecas.

Como localidad tipo se ha considerado informalmente el Arroyo de La Pimienta, también conocido como de La Calavera o El Bote, tres kilómetros al oeste-noroeste de la ciudad de Zacatecas. La Formación Zacatecas consiste de capas de areniscas de color gris intermedio a oscuro y limolitas a lutitas de color gris oscuro, que intemperizan en colores gris claro y amarillo ocre. Los componentes de estas rocas son principalmente cuarzo, fragmentos líticos, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y micas blancas de origen clástico.



Figura 6.- Turbiditas de la Formación Zacatecas expuesta en el área de Charcas.

El material fósil recolectado en casi todas las áreas donde aflora este tipo de secuencias siliciclásticas marinas corresponde a faunas de cefalópodos y lamelibranquiados. Burckhardt y Scalia (1905), Gutiérrez-Amador (1908) y Maldonado Koerdell (1948), en la localidad La Ballena, en la Sierra de Salinas, han sido descritos principalmente por Gómez-Luna et al. (1998), ejemplares de Trachyceratidae y Clionitidae. En la localidad de La Trinidad-San Rafael, al poniente de Charcas, S.L.P. Cantú-Chapa (1969) y Gallo-Padilla et al. (1993) registran los siguientes ejemplares fósiles de cefalópodos y lamelibranquiados: Juvavites sp., Anatomices aff. Herbichi Mojsisovics, Aulacoceras sp.

Referente al ambiente de depósito diferentes autores como Silva-Romo (1993), Silva-Romo et al. (2000), Barboza-Gudiño et al. (1998, 1999 y 2004), Bartolini et al. (2001), Hoppe et al. (2002), han interpretado a la formación Zacatecas como una secuencia turbidítica siliciclástica de tipo flysch depositada en un ambiente de abanico submarino localizado en la margen paleo-pacífica de Pangea. Este abanico submarino ha sido nombrado por Centeno-García (2005) como “Potosí Fan”.

II.1.2 Formación El Alamar

El término Formación El Alamar fue introducido formalmente por Barboza-Gudiño et al. (2010), para la sucesión del Triásico Tardío, inicialmente consideradas por Carrillo-Bravo (1961) como la parte basal de la Formación Huizachal sensu Imlay et al. (1948); o de la Formación La Boca de Mixon (1963). Barboza-Gudiño et al., (2010), mencionan que la Formación El Alamar en la región, puede ser distinguida de los lechos rojos más jóvenes de La Formación La Boca, por la escasez de componentes volcánicos y por su flora triásica distintiva.

La localidad tipo se ubica en el Cañón El Alamar, en la Sierra de Pabillo, Nuevo León y su sección tipo está localizada en la pared oeste del Cañón El Alamar, 1.5 km al norte del Rancho El Alamar de Abajo.

La unidad consiste de arenisca arcósica de grano medio a grueso, con estratificación delgada, predominantemente gris, verde claro, o rojo pardo; las areniscas pueden contener horizontes conglomeráticos basales, constituidos de grava-guijarros, que van cambiando hacia arriba a areniscas y limolitas finamente laminadas, comúnmente sobreyacidas por mudstone.

La unidad en su sección tipo (Cañón El Alamar), y en el Cañón de La Boca, presenta aproximadamente 350 m de espesor (Barboza-Gudiño, 2009, 2012; Barboza-Gudiño et al., 2010), mientras que en el área de San Marcos (fig. 7) tiene un mínimo de 180 m (Barboza-Gudiño et al., 2010).



Figura 7.- Areniscas de la Formación El Alamar expuestas en el área de San Marcos, sobre la carretera 58 San Roberto-Linares, al sur de Galeana, Nuevo León.

II.2 Jurásico Inferior-Medio

II.2.1. Formación Nazas

Pantoja-Alor, (1962); describe a la Formación Nazas y su localidad tipo sobre el Río Nazas en el Levantamiento de Villa Juárez, Durango. En el área de Peñón Blanco, Zacatecas y Charcas en San Luís Potosí, litológicamente está compuesta, de lava y toba andesítica, intercaladas con conglomerado con fragmentos de arenisca y rocas volcánicas (Silva-Romo, 1993). Barboza-Gudiño et al., (1998) describen que en general la Formación Nazas consiste de rocas volcánicas, desde máficas hasta félsicas que ocurren como flujos de lava, depósitos piroclásticos, diques, domos, probables lahares, depósitos de avalancha y flujo de detritos; en la localidad de Charcas y Peñón Blanco se observan rocas félsicas en forma de piroclásticos, flujos de lava, capas rojas y sedimentos lacustres intercalados en la parte media de ambas áreas, así mismo, en la región de La Ballena en Zacatecas, Silva-Romo et al., (2000) describen lavas andesíticas y basálticas intercaladas con brecha piroclástica, conglomerado y capas rojas.

En cuanto a espesores: en el área de La Ballena Silva-Romo et al., (2000) describen 310 m. y (Pantoja-Alor, 1962) menciona, corresponde a las relaciones estratigráficas; La Formación Nazas, en el área de Peñón Blanco y Charcas cubre discordantemente a la Formación La Ballena (Silva-Romo, 1993).

Barboza-Gudiño et al., (2004) en un estudio de rocas volcánicas de la Formación Nazas en Real de Catorce (fig.8), San Luís Potosí, determinaron edades de 172.3 ± 5.1 Ma y 174.7 ± 1.3 Ma por U/Pb, en 3 fracciones de zircones de un pórfido riolítico de la Formación Nazas, las cuales indican una edad del Jurásico Medio.

Por ultimo a lo que corresponde al ambiente de depósito; Pérez-Rul (1967) con base en la composición litológica interpreta que la Formación Nazas se depositó en un ambiente fluvial, con actividad volcánica intermitente y que las rocas de la Formación Nazas corresponden a un ambiente continental formadas en un arco magmático de margen continental (López-Infanzón, 1986 y Barboza-Gudiño *et al.*,1998) proponen que los productos volcánicos de esta unidad, son el resultado de vulcanismo a lo largo de un margen continental del oeste de América del Norte, que generó cuencas tras-arco o retro-arco hacia el este con sedimentos aluviales y fluviales, dando origen a la Formación Huizachal o Formación La Boca.



Figura 8.- rocas volcánicas de la Formación Nazas en la Sierra de Catorce.

II.2.2 Formación La Boca

La Formación La Boca fue definida por Mixon et al. (1959). En el Río San Pedro del Cañón La Boca, aproximadamente 27 km al noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas se ubica la sección tipo. La Formación La Boca representa la parte inferior de la Formación Huizachal descrita originalmente por Imlay et al. (1948) y que fuera elevado por Mixon et al. (1959) al rango de Grupo como Grupo Huizachal, conformado por la Formación La Boca en la parte inferior y la Formación La Joya en la parte superior.

Mixon *et al.* (1959) describen litológicamente a la Formación La Boca, donde la parte inferior está compuesta por capas de conglomerado de 4-8 m de espesor, interestratificados con arenisca cuarzosa de grano grueso, algunas veces feldespática, en colores rojizo, rosáceo, verdoso y gris-verdoso. La estratificación cruzada es común y algunos estratos contienen fragmentos de capas rojas y rocas cristalinas subyacentes con espesores de cerca de 1000 m o más en el Cañón de La Boca del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas.

Estratigráficamente sobreyace de manera discordante a rocas sedimentarias paleozoicas, ígneas y metamórficas con una probable edad Paleozoico temprano y Precámbrico y subyace en discordancia angular a la Formación La Joya o a la Formación Zuloaga (Mixon *et al.*, 1959).

Paleontológicamente Fastovsky et al. (1987, 1995), Montellano *et al.* (1995) y Clark *et al.* (1994) reportan vertebrados jurásicos en la Formación La Boca del Cañón Huizachal; para estos autores, la Formación La Boca (fig.9) parece ser enteramente jurásica (Jurásico Inferior– Jurásico Medio) en el Cañón Huizachal.

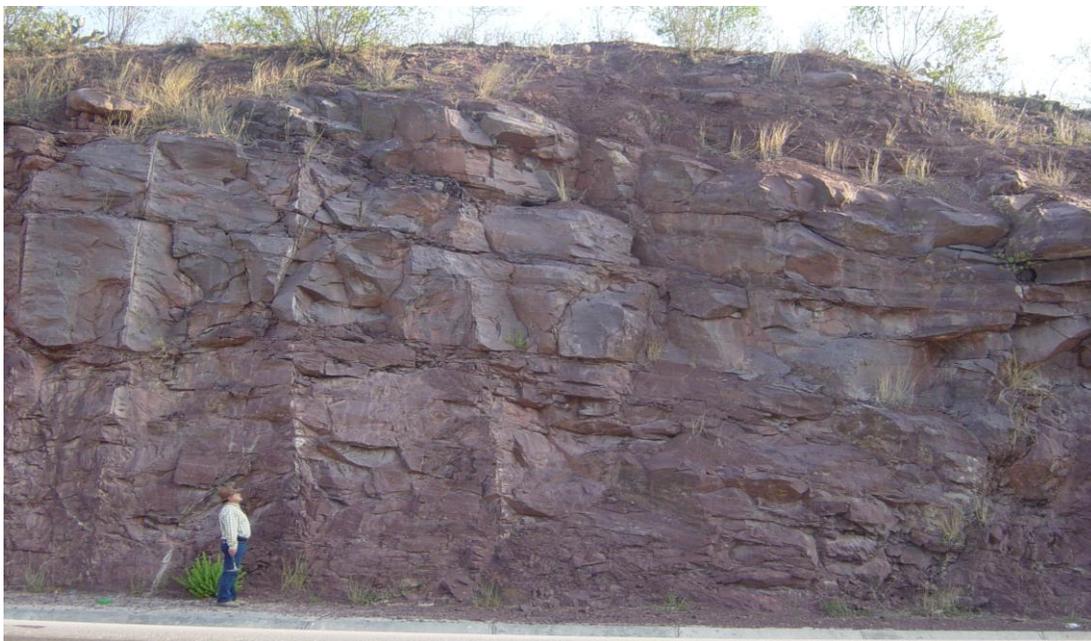


Figura 9.- areniscas de La Formación La Boca en la localidad del Huizachal en Tamaulipas.

II.2.3. “unidad informal capas Cerro El Mazo”

Erben (1956), reportó la presencia del Liásico, específicamente marino en el norte del Estado de San Luis Potosí (Sierra de Catorce), gracias al hallazgo de dos amonitas pertenecientes a los géneros *Vermiceras* sp. y *Arnioceras* cf. *Adjectum* FUCINI contenidas en una lutita filítica rojiza con tonalidades violetas, los cuales indican una edad del Sinemuriano Temprano para los estratos correspondientes, sin embargo, nunca se aclaró la localidad exacta de dicho hallazgo. Barboza Gudiño et al. (2004), describieron una secuencia de areniscas (cuarcitas conglomeráticas) fuertemente silicificadas que tanto por sus características litológicas, así como por su ambiente de depósito y otras diferencias con relación a las secuencias de rocas que la subyacen (Formación Zacatecas) y sobreyacen (Formación Nazas y Formación La Joya), sugieren una nueva secuencia a la cual estos autores le dieron de manera informal el nombre *Unidad Capas Cerro El Mazo*, la cual aflora principalmente a lo largo del Arroyo General y en el Cerro El Mazo al sur de Los Catorce.

Esta unidad consiste en una secuencia de arenisca (cuarcita conglomerática, fig. 10) de granulometría que varía de arena fina a media, estos depósitos están interestratificados con

algunas capas color rojo violáceo de limolitas con contenido de concreciones ferrosas y carbonatadas. Las limolitas y lutitas están presentes de manera intermitente a lo largo de la secuencia expuesta en el Cañón General, en tanto que las areniscas cuarcíticas, presentan superficie intemperizada color naranja ocre a verde intermedio-pálido. El espesor es variable, alcanzando hasta 80 m (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

La secuencia sobreyace discordantemente a la secuencia turbidítica de la Formación Zacatecas, aunque por el difuso contacto de las unidades existentes, representa un cambio notable en su parte superior. La secuencia Capas Cerro El Mazo se encuentra en parte ínterdigitada con algunas lavas de composición intermedia a máfica, cloritizadas, tipo diabasas o rocas verdes volcánicas en forma de posibles derrames concordantes y también de diques, atribuidas por el momento a la parte inferior de la Formación Nazas.

En cuestión de la edad que puede estar situada entre el Triásico (Wengler, 2014), quien reporta edades máximas del depósito basadas en geocronología de circones detríticos y el Jurásico Inferior Erben (1956) quien reporta dos amonitas (*Vermiceras* sp. y *Arnioceras* cf. *Abjectum* FUCINI n. subsp.).

La “*Unidad Capas Cerro El Mazo*” podría correlacionarse con la Formación Huayacocotla (Imlay, 1948), cuya localidad tipo se encuentra en la región de Molango en el Estado de Hidalgo, aunque con variaciones en cuanto a las facies y que está catalogada como del Liásico marino debido a su contenido fósil (Venegas-Rodríguez, G., 2009).

Esta secuencia representa posiblemente una facies deltaica proximal a marina somera de ambiente marginal con aporte de materiales terrígenos, restos de plantas y depósitos lenticulares de areniscas conglomeráticas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004), sin embargo se ha observado un depósito que sobreyace de manera posiblemente concordante aunque muy tectonizado a la Formación Zacatecas del Triásico Superior y que representa un depósito masivo posiblemente correspondiente a un deslizamiento de materiales en una margen o pendiente submarina más profunda. Esta secuencia contiene algunos cuerpos lenticulares de cuarzitas que han arrojado edades máximas del depósito en base a circones detríticos por geocronología de U-Pb cercanas al límite Triásico-Jurásico (Wengler, 2014).



Figura 10.- alternancia de areniscas y lutitas rojas de la unidad “capas Cerro El Mazo” en la localidad de Los Catorce.

II.3 El Jurásico Medio-Superior (Formación La Joya)

Mixon et al., (1959) definieron y ubicaron la localidad tipo de la Formación La Joya a lo largo del Valle de Huizachal, en las inmediaciones de la ranchería La Joya Verde, aproximadamente 20 km al S – SO de Ciudad Victoria, Tamaulipas litológicamente describen a la Formación La Joya de la base a la cima como una secuencia con un conglomerado basal líticamente variable (fig.11), de color rojo, pobremente clasificado, con guijarros y guijas angulosos de areniscas y lutita rojas, así como rocas ígneas y metamórficas, horizontes delgados de caliza y conglomerado compuesto de caliza así como limolita roja, lutita, arenisca de cuarzo de grano fino a grueso y conglomerado de colores rojo, rosáceo o verde, con estratificación cruzada.



Figura 11.- conglomerado de La Formación La Joya en el Valle del Huizachal en Tamaulipas.

II.4 Jurásico Superior, Formación Zuloaga

Su localidad tipo se ubica en la Sierra de Sombreretillo al norte de Melchor Ocampo, Zacatecas (Imlay, 1938), así mismo, (Imlay, 1938, 1953) describe que esta unidad está constituida principalmente de caliza de estratificación gruesa, generalmente de coloración gris oscura, aunque en las parte inferior y media se pueden observar capas de color gris medio a ligero; de manera general en la parte superior de la unidad predomina una caliza gris oscura maciza, dispuesta en capas que van de centímetros hasta metros de espesor (Roger *et al*; 1957).

Estratigráficamente sobreyace a la Formación La Joya y por ausencia de esta, a diversas rocas más antiguas, como la Formación Nazas, y a las unidades del Triásico Superior y en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, a rocas metamórficas precámbricas y paleozoicas, sin embargo, en el extremo noreste del área de estudio subyace a La Formación La Casita del Tithoniano, y hacia el oeste-suroeste a la Formación La Caja de la misma edad que la anterior.

En la Sierra de Charcas, en la parte superior de la Formación Zuloaga (fig.12) existe contenido abundante de pelecípodos, gasterópodos y corales. Butler (1972), en su estudio del Distrito Minero de Charcas, mencionó que un ejemplar de gasterópodos fue identificado por Alencaster, como *Cerithium* sp.



Figura 12.- calizas de La Formación Zuloaga en la localidad de Charcas, San Luis Potosí.

II.5 Jurásico Superior

Formación La Caja fue nombrada inicialmente por Imlay (1983), quien designó como localidad tipo la Vereda del Quemado, en el flanco meridional de la Sierra La Caja, al norte de Mazapil, Zacatecas, en donde presenta un espesor de 83 m de calizas limolíticas color ocre blanquecino, estratos de pedernal, limolitas calcáreas con pedernal, calizas arcillosas fosfatadas, calizas gris a rojizas y limolitas calcáreas con concreciones fosilíferas.

La Formación La Caja es dividida en 4 Unidades A) compuesta de delgadas capas de limolita y limolitas calcáreas; presentan concreciones de caliza; B) Calizas arcillosas fértidas, con intercalaciones ocasionales de limolitas y lutitas calcáreas; con algunos lentes de caliza e intercalaciones de pedernal pardo; C) 30 Caliza de fosforita y pedernal

fosfatado, con algunos lentes de caliza fosfatada microcristalina; D) Limolitas calcáreas intercaladas con lentes y delgadas capas de pedernal.

Barboza-Garduño *et al.*, (2004) en el área de Real de Catorce señalan que la Formación La Caja pudo depositarse posiblemente en un ambiente nerítico del mar abierto de acuerdo con la asociación faunística encontrada en dicha localidad, y que probablemente el depósito se llevó a cabo bajo condiciones de buena oxigenación a una profundidad moderada (50 a 70 m). Silva Romo (1993) en la Sierra de Salinas, señala de acuerdo a evidencias litológicas que probablemente La Formación La Caja pudo depositarse en un ambiente de aguas someras en un marco de paulatina subsidencia correspondiente a la edad de La Formación La Caja en el centro y norte de México, ha sido considerada por Buckhardt (1906), como del Kimmerdigniano-Titoniano.

Formación La Casita. La localidad tipo se localiza en el Cañón La Casita el cual se encuentra aproximadamente a 10 millas al sur de General Cepeda y a 30 millas al sureste de Saltillo, Coahuila (Imlay, 1936). Por otra parte Kellum (1932), describe caliza gris alternando con lutita carbonatada de delgada a gruesa, lutita gris oscuro, arenisca de cuarzo de grano grueso, caliza yesífera con nódulos de limo ferruginoso y lutita amarilla a rosa con un horizonte de amonitas.

Su espesor es muy variable, con un promedio de 400 m, aunque en el subsuelo rebasa los 1000 m, en el área de Placer de Guadalupe, Chihuahua, se midieron 1300 m aproximadamente (PEMEX, 1988b).

En su relación estratigráfica, la base de la Formación La Casita está ubicada en el contacto de la arenisca conglomerática con la caliza con *Nerinea* (Formación La Gloria); su cima está marcada por un contacto abrupto con la caliza basal de la Formación Taraises (Imlay, 1937), también el mismo Imlay (1953), describe que el límite superior de La Casita, está marcado abruptamente en el contacto con la caliza de la Formación Taraises (fig. 13), como se observa en las sierras de Parras y de Jimulco, Coahuila. En el levantamiento de Villa Juárez, Durango, está separada de la Formación Taraises por la Formación Carbonera de manera transicional.

En el registro paleontológico de algunos nódulos o concreciones de caliza dentro del miembro superior de esta unidad se encuentran moluscos, las lutitas arenosas contienen belemnites y las calizas arenosas algunos fragmentos de madera; en la parte media de la Sierra de Parras contiene fósiles de amonites, belemnites, braquiópodos, pelecípodos, gasterópodos y el límite del Jurásico superior ocurre en un estrato con la asociación de amonitas de *Substeueroceras-Proniceras- Durangites-Salinites*, la cual coincide con la cima de la Formación La Casita (Cantú-Chapa, 1999).

Imlay, 1936, describe que probablemente es de un ambiente lagunar y la presencia de carbón indica condiciones de aguas salobres, en algunos intervalos la laguna pudo estar en conexión con el mar gradualmente pasa cuenca adentro a lutita, marga y caliza en bancos delgados que representan a la Formación La Caja.



Figura 13.- calizas de La Formación La Caja en Aramberri, Nuevo León. Hacia el extremo derecho superior de la foto se observa el cambio a los bancos de caliza de la Formación Taraises.

II. 6 Régimen de Sedimentación e implicaciones paleoclimáticas

En gran parte, las sucesiones sedimentarias estudiadas, del Jurásico Inferior a Medio en la Joya, están constituidos por secuencias de capas rojas incluyendo areniscas, conglomerados y lutitas. El depósito de capas rojas como es sabido, se da en un ambiente oxidante en donde el hierro presente se encuentra en forma de hidróxido férrico rojo lo que indica un clima árido, desértico. De acuerdo con Von Houten (1964), las capas rojas son sedimentos depositados en condiciones oxidantes correspondientes a medios no marinos, principalmente, donde las plantas crecen dispersas. Además, para su formación prevalecen los climas templados o cálidos, y bajo condiciones áridas. Estos climas en las áreas de depósito, se deducen a partir de la asociación de otras rocas y de la flora que prevaleció en las antiguas condiciones.

Aunado a lo anterior, hacia el Jurásico Medio a Superior, previo a la transgresión marina proveniente del Golfo de México, se observa el depósito de evaporitas, indicativos de ambientes lagunares y sabkhas, propios de un régimen de alta evaporación en mares someros o ambientes intertidales con condiciones de clima circundante árido. Un indicio más de clima árido desértico, es la escasez de flora y también de fauna, en las capas estudiadas. Los escasos restos de plantas observados en las áreas de estudio ocurren en el Triásico Superior y la base del Jurásico. En las capas a bancos de areniscas conglomeráticas que ocurren en la parte superior de la secuencia triásica de carácter turbidítico en lo que fuera parte de un abanico submarino, expuesta en el anticlinorio de San Rafael, al poniente de Charcas, se observan fragmentos de Neocalamites.

En la parte superior de la secuencia turbidítica triásica expuesta en la Sierra de Catorce (Formación Zacatecas) y límite Triásico-Jurásico, representado en la misma localidad por depósitos masivos producto de posibles deslizamientos sinsedimentarios y aportes conglomeráticos o flujos de escombros, se observan fragmentos de cicadáceas tipo zamites muy mal preservadas.

Hacia la zona de Galeana, Nuevo León y Anticlinorio Huizachal Peregrina ocurren restos de plantas muy mal preservados en bancos de areniscas conglomeráticas de lo que fueran canales de depósitos fluviales. En estos depósitos, son frecuentes los fragmentos de madera fosilizada hasta troncos de varios metros de largo, reportados como Araucarioxylon por

Carrillo-Bravo (1961). Lo anterior muestra para el Triásico Superior en esta zona la presencia de un río de dimensiones considerables, con diversos canales y amplias zonas de inundación, a juzgar por los extensos depósitos de secuencias pelíticas que alternan con las facies conglomeráticas de canal.

Para el Jurásico Inferior a Medio, en Charcas hacia la parte superior en la Formación Nazas con productos volcánogenicos y hacia la Formación la Joya en el Jurásico Medio, no se observaron restos de flora fósil.

En la Sierra de Catorce no se observa flora fósil hacia la Formación Nazas del Jurásico Inferior ni en la Formación la Joya. En la primera son comunes algunos horizontes rojos de lutitas y limolitas, con frecuentes concreciones de carbonato y en algunos casos óxidos de hierro. Estas capas han sido interpretadas como depósitos en zonas marginales, con interstratificación de capas marinas someras y depósitos de transición a paleosuelos. Los depósitos de la Formación la Joya son de origen aluvial y posiblemente de playa hasta marino somero en el tope de esta formación y la base de la Caliza Zuloaga. La Formación La Joya hacia Nuevo León, pasa hacia su cima a depósitos de evaporitas, indicativos, como se ha mencionado, de un ambiente de sabkha o lagunar, con gran evaporación en una zona intertidal bajo condiciones climáticas de aridez y elevadas temperaturas.

III Resultados geoquímicos y palinológicos

III.1 Geoquímica de Isótopos

La evolución climática en la historia de la tierra y su comportamiento actual dependen de tres factores esenciales, los cuales controlan y han controlado en el pasado, básicamente las variaciones promedio de la temperatura en el planeta. 1) El primero es la iluminación o la incidencia de rayos solares con mayor o menor intensidad en el pasado, 2) La concentración de gases que causan en efecto invernadero en la tierra, como son el CO₂ (dióxido de carbono), el CH₄ (Metano) y el C₂H₆ (Etano) y 3) El parámetro conocido como albedo, que es el % de luz solar reflejado por la superficie de la tierra hacia la atmosfera.

De acuerdo con lo anterior, algunos de los elementos químicos que juegan un rol importante en el comportamiento del clima terrestre son el O y el C, entre otros. Ambos elementos mencionados poseen isótopos estables como el Oxígeno, que ocurre en forma de ¹⁶O, ¹⁷O y ¹⁸O con abundancias de 99.757%, 0.038 % y 0.205% respectivamente y el Carbono ¹²C y ¹³C con sus abundancias respectivas 98.93% y 1.07% (Hoefs, 2010).

La determinación de concentraciones isotópicas por oxígeno 18 es el método más aplicado par la estimación de paleotemperaturas y las muestras para esta aplicación deberán de ser materiales cuya composición isotópica dependa en gran medida de la temperatura que prevalezca durante su depósito. Asimismo, los registros climáticos habrán de separarse en marinos y continentales, ya que el océano es un sistema muy amplio y mixto cuya composición refleja más bien una condición global mientras que el registro continental está influenciado por factores más locales a regionales.

Algunos registros de la literatura (Zachos et al., 2001) muestran una relación directa de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y la paleotemperatura, correspondientes a los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) con las más altas temperaturas, lo anterior para un registro general del fin del Cretácico y el Cenozoico.

Mulitza et al., (1997) muestran también una correlación de valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) en caparazones de foraminíferos planctónicos con la latitud, correspondiendo los valores más altos con la mayor latitud a nivel de la superficie marina y de manera general, con las

temperaturas más bajas, mientras que los valores cercanos al cero o -2 corresponden con las temperaturas más elevadas. Para los 250 m de profundidad en las latitudes altas los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) son muy similares a ligeramente menores que los detectados para el nivel del mar, existiendo un decremento en $\delta^{18}\text{O}$ (‰) hacia las latitudes menores, el cual sin embargo no es tan notable como al nivel del mar. En todo caso, prevalece la relación de mayor $\delta^{18}\text{O}$ (‰) a menor temperatura y viceversa.

El contenido de $\delta^{13}\text{C}$ en carbonatos de origen marino es una aproximación del contenido en el bicarbonato disuelto a partir del cual ha precipitado. Shields y Veizer (2002 citado en Hoefs, 2010) presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) en carbonatos marinos a lo largo del tiempo geológico, observándose valores en general entre 0 y 3 ‰ y una variabilidad anómala de -15 hasta +15 ‰ durante los períodos de 2.3- 2.0 Ga y 08-0.6 Ga antes del presente, mismos que coinciden con los períodos más importantes de glaciaciones globales (snowball), sin embargo, de manera general altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ están asociados con una eficiente producción de C orgánico, relacionado a períodos interglaciales, por otro lado Hayes y Waldbauer. (2006) interpretan el enriquecimiento en ^{13}C como indicativo de una importante presencia de bacterias y organismos productores de metano en el sedimento. Para Kaufman y Knoll (1995), intervalos con valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) son generalmente asociados con glaciaciones.

Para el presente estudio se colectaron 6 muestras de concreciones o lentes calcáreas en una sucesión que es eminentemente siliciclástica de la región. Dichas concreciones provienen de un medio ambiente marino que varía desde relativamente profundo hasta somero marginal y por su posición estratigráfica abarcan desde el Triásico Superior (Cárnico) hasta el Jurásico Superior (Tithoniano) y los resultados obtenidos se muestran en la tabla. 3 y se aprecian en la figura 14. Los resultados permiten establecer a pesar del reducido número de muestras, una tendencia de valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰), aunque en todos los casos negativos, más elevados para el Triásico y la base del Jurásico, que baja aún más en la parte superior del Jurásico Inferior y sube paulatinamente durante el Jurásico Medio y Superior hasta alcanzar -5.68 en el tope del Jurásico, mientras que el comportamiento del $\delta^{13}\text{C}$ (‰) se observa un aumento continuo desde los valores más negativos en el Triásico y Jurásico Inferior, hasta los valores aun negativos pero más elevados en el fin del Jurásico (figura 14).

Tabla.3 Resultados de isótopos estables (muestras seis) utilizadas en análisis de isotopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}} \text{‰}$, representados en la Figura 14.

mass spectrometer: MAT253 Thermo					
KIEL IV		GeoForschungsZentrum			
Carbonates (bulk) $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sample preparation: 0.2 mg, 103 % H_3PO_4 , 72°C					
reference: NBS19, C1					
analytical precision $\delta^{13}\text{C} < 0.04$ and $\delta^{18}\text{O} < 0.06 \text{‰}$					
No.	Clave-laboratorio	Sample number	Coordenadas	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}} \text{‰}$
1	G013945	Iturbide 14-1 Fm. La Casita (Js)	0409800/ 2733300	1 -5.68	1 -9.71
2	G013946	Real de Catorce -13-20 Fm. La Joya (Jm)	0306423/2622345	2 -8.45	2 -10.0
3	G013947	La Ballena 13-17 Fm. Nazas (Ji)	0221802/2486973	3 -4.25	3 -16.4
4	G013948	Real de Catorce-13-42 Fm. Cerro El Mazo (Tr-Ji)	0305956/2622292	4 -8.72	4 -13.6
5	G013949	Real de Catorce -19-0-6 Fm. Cerro El Mazo (Tr-Ji)	0305915/2622284	5 -8.91	5 -12.9
6	G013950	1-9-87 Fm. Zacatecas- (Tr)	0221234/2487308	6 -4.56	6 -15.3
sehr wenig Karbonat					

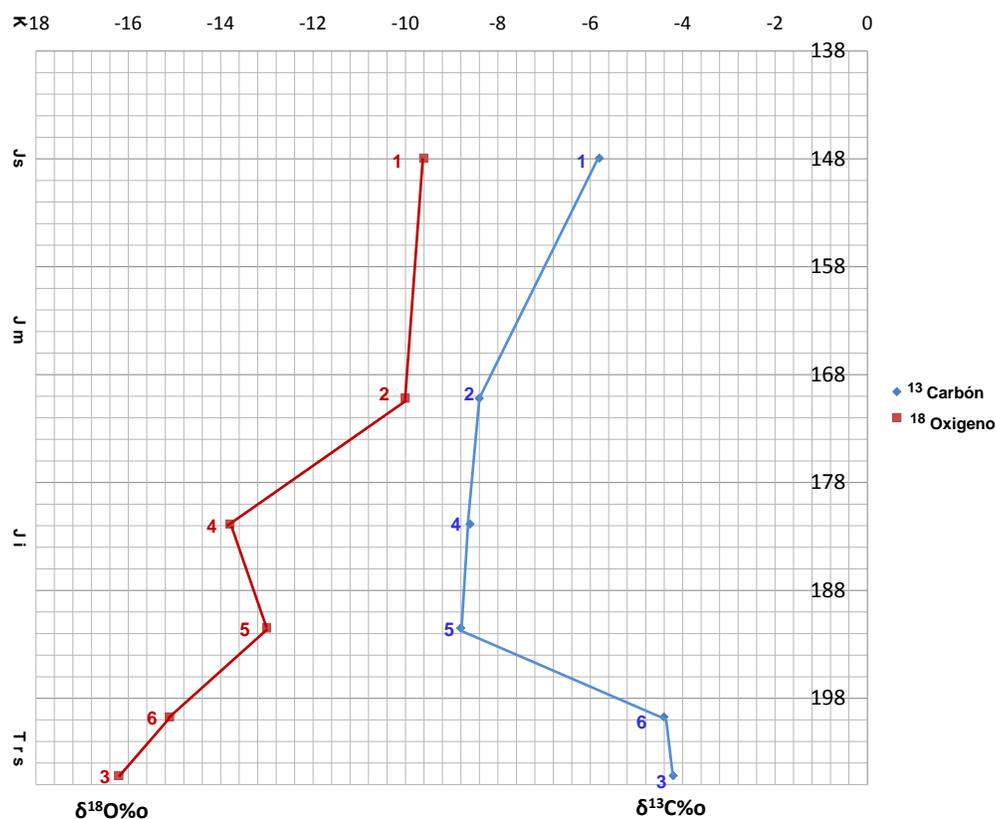


Figura 14.- Rangos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en seis muestras carbonatadas cuyos resultados numéricos se muestran en la tabla 3.

El comportamiento observado de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en las muestras analizadas, correspondería de acuerdo con los criterios de interpretación arriba esbozados, con un clima templado a caluroso y seco, para el final del Triásico y el Jurásico Inferior, disminuyendo ligera y paulatinamente la temperatura hacia el Jurásico Medio y Superior, aunque todos los valores obtenidos son en sí compatibles con una temperatura promedio posiblemente elevada, la cual es difícil de establecer de forma absoluta, ya que las variaciones en las concentraciones de ^{18}O y ^{13}C son relativas y muestran variaciones de la temperatura, no valores de esta. Es decir, dichas concentraciones dependen del material analizado y los valores obtenidos por medio de los análisis de las relaciones isotópicas nos muestran un comportamiento o tendencia en las diferentes muestras. La estimación de una temperatura promedio durante un período geológico en algunos casos ha sido establecida en base a la fauna o la flora fósil de una región, lo cual es indicativo también de una latitud. En todo caso, los valores negativos, bajos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, son compatibles con un clima cálido con ocurrencia de zonas boscosas en ciertas áreas y posiblemente en la rivera de ríos a condiciones más áridas en zonas alejadas de los mismos y en las zonas cercanas a la costa, lagunares a intertidales, como sugieren los restos fósiles de plantas y animales reportados en estas secuencias, así como los resultados del registro palinológico, parte de este estudio.

III.2 Palinología

Se realizó el análisis de 11 muestras (tabla.1) de roca en total, una parte fue en el laboratorio de palinología del instituto de Geología de la UNAM, logrando obtener 74 láminas palinológicas (de estas 74 láminas 30 fueron positivas) con un promedio de registro de palinomorfos (en las figuras de 15-29), y 30 láminas (solo 10 fueron positivas), procesadas en el instituto de geología de la UASLP. Cabe señalar que en este último caso, se trató de una instalación inicial de un laboratorio para la preparación de muestras palinológicas siguiendo los protocolos para la separación y montaje de las muestras llevado a cabo en el laboratorio dirigido por el Dr. Enrique Martínez Hernández en el Instituto de Geología de la UNAM. Lo anterior arrojó en general un saldo positivo del trabajo elaborado, sin embargo no todas las láminas obtenidas fueron positivas ya que es variable el contenido de palinomorfos en cada una de ellas; otro aspecto importante que se debe tomar en cuenta es que el tipo de roca base del presente trabajo de investigación no favorecía a el contenido paleopalínológico, puesto que la probabilidad de obtención de

restos es totalmente baja, de un 10 a un 20 % de contenido en las llamadas capas o lechos rojos, habiéndose obtenido los resultados más favorables en limolitas y escasas lutitas provenientes de las formaciones La Boca y la Joya, del Jurásico Inferior y Medio.

Palinomorfos registrados fueron los siguientes: Cf. *Selaginella?* (fig.15), *algae incertae sedis* (fig.25), *Classopollis* (fig.18), *espora trilete* (fig.19), *Pityosporites* (fig.20), quiste de *dinoflagelado* (fig.22), *Ephedripites* (fig.23), *Asteropollis* (fig.26), polen *sulcado* (fig.17). Sin embargo, una baja abundancia de esporas se debe posiblemente a las condiciones climáticas desfavorables durante esa época en el área colindante de estos depósitos, pudo haber consistido en una elevación de temperaturas favoreciendo el desarrollo de algunas especies siendo el caso de *Classopollis* que se adaptaban a climas cálidos y áridos (Riding, J. B., 2013), lo que permite interpretar un ambiente costero donde el género *Classopollis* (Pflug, H.D., 1953), es muy abundante y variado en la mayoría de los niveles fosilíferos mesozoicos teniendo un significado paleoambiental (Vakhrameev, 1975); estos se obtuvieron de las capas rojas interpretadas como de un ambiente marino marginal (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Los siguientes palinomorfos *Pityosporites* (Jurásico-Cretácico), *Ephedripites* (Jurásico-Cretácico), *Asteropollis* (Jurásico Superior-Cretácico), se encontraron en las muestras analizadas y todos ocurren en un rango estratigráfico para algunas de estas especies muy amplio, presentándose desde finales del Paleozoico-Triásico y llegando hasta el periodo Jurásico, encontrándose incluso registro de ellos hasta el Cretácico.

Al efectuar la descripción morfológica de los palinomorfos o esporas, se tuvieron en cuenta los siguientes caracteres como vista de su eje ecuatorial o polar, vista distal, tipo, forma; se midieron por lo menos dieciséis palinomorfos tomando ya sea una vista de eje ecuatorial (E. E) o vista distal (V. D), todas las medidas fueron tomadas en micrones (μ).

La toma de fotomicrografías se realizaron en el laboratorio de Palinología del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México, tomadas con un microscopio CARL ZEISS AX10 START PLUS con cámara digital Cannon y el software AXION-VISION el aumento de las fotomicrografías es de 100 X.

Las placas palinológicas reposan en el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, quedando como inicio de una colección de Palinología de la UASLP, México.

Las abreviaturas contenidas en las fotomicrografías tomadas en las esporas son:

V.E.E.= Eje ecuatorial

V. E. P.= Vista de eje polar

V. D. = Vista distal

S. A.= Saco aéreo

C. C.= Cuerpo central

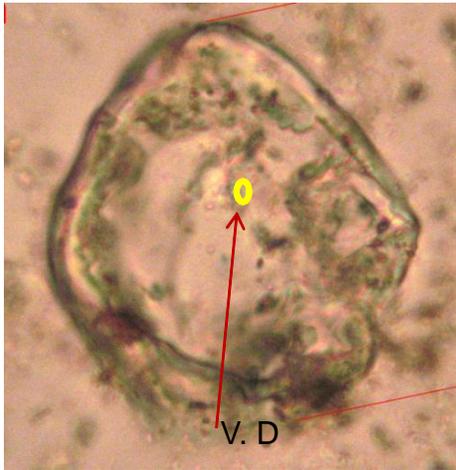
S= Sulco

M = Muestra



Selaginella ambientes húmedos (bosque), helechos del género *Selaginella* son las plantas vasculares más primitivas y antiguas que existen en la actualidad sobre la Tierra, pues aparecieron aproximadamente hace 150 millones de años, vivían sobre suelos pantanosos, costeros en un clima tropical, lo que les facilitaba su reproducción por esporas.

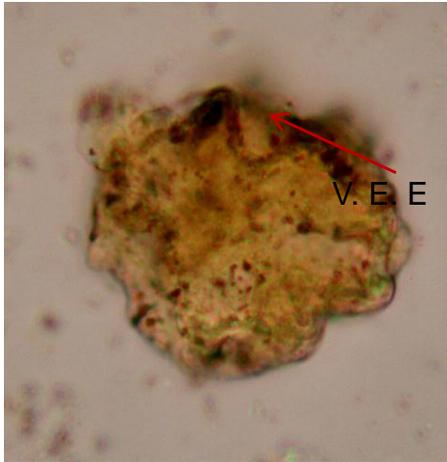
Perimetro circular a subtriangular, biconvexa, con lados concavos, ángulos redondeados, cuerpo central ovalado.



Muestra: Pb_ 10759-3
Coordenadas: 21.9X110
Sinonimia: Cf. *Selaginella*
Medidas: 44.64-52.92 μm
Fm. La Joya

Afinidad Biológica: Selaginellaceae

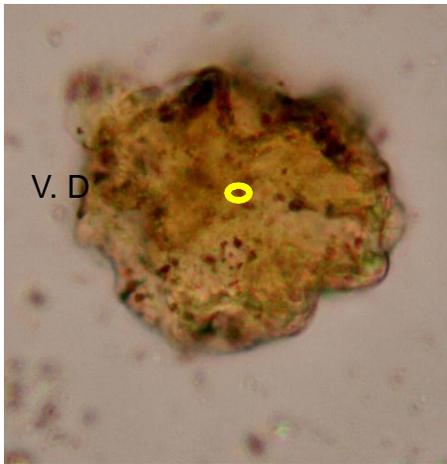
Figura 15 *Selaginella*



Palinomorfo incertae sedis

Palinormos con un esquema circular exina suave, cuerpo interior circular oscuro, bastante arrugada

Perimetro casi circular de contorno proximal, exina ligeramente proximal y distal escabrado en la superficie.



Muestra: Pb_10759-3
Coordenadas: 10.23X110
Medidas: 45-47 μm
Sinonimia: Palinomorfo de incertae sedis
Fm. La Joya

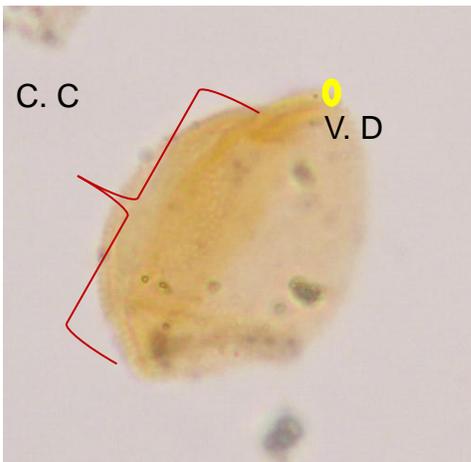
Afinidad Biológica: no establecida

Figura 16 Palinomorfo de incertae sedis



Polen sulcado

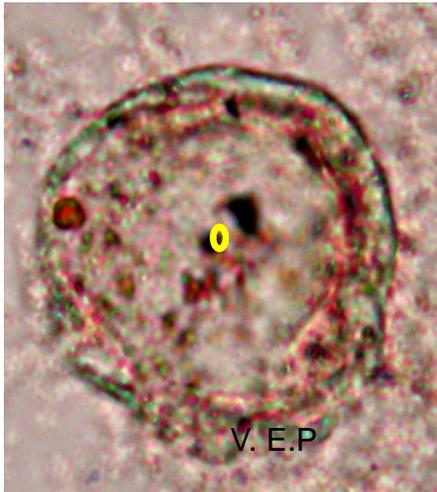
Perimetro del cuerpo elipsoidal u ovalado, con los extremos redondeados, psilado casi esférica, en las dimensiones distales en su eje mayor, cara distal verrugosa o rugosa.



Muestra: Pb_10759-3
Coordenadas: 17X96
Medidas: 48 μm de eje mayor
Sinonimia: Polen sulcado
Fm. La Joya

Afinidad Biológica: no establecida

Figura 17 Polen sulcado



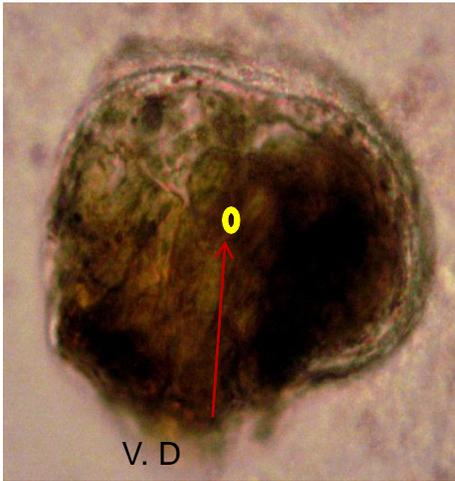
Muestra: Pb_10760-2
Coordenadas: 16.6X102.3
Medidas: 26.38-27.62 μm
Sinonimia: *Classopollis* sp. Pfug H.
1953
Fm. La Joya

Classopollis pertenecen a coníferas de la familia Cheirolepidiaceae, que ocuparon una amplia gama de hábitats; su mayor diversidad de especies se encontraba en zonas tropicales, llanuras costeras, deltas y barreras, de ahí su abundancia en sedimentos marinos, aumentando su concentración en ciclos transgresivos (Wall, 1965; Valkhrameev, 1970 in: Aranda, 1988). Muchas de las familias actuales se desarrollaron en el Triásico tardío o el Cretácico, y algunos géneros contemporáneos aparecieron a mediados del Jurásico.

Grano de polen inaperturado, perímetro de contorno ecuatorial circular a subcircular. bordes gruesos del grano, escasas clavaz y gemas.

Afinidad Biológica: Cheirolepidiaceae

Figura 18 *Classopollis*



Espora trilete el estudio taxonómico de este tipo de esporos, cuya diversidad morfológica es enorme Srivastava, 1975, esporas triletes verrugoso abundan palinomorfos y corresponden a las siguientes familias de helechos: Lycopodiaceae, Selaginellaceae, Cyatheaceae, Osmundaceae, Dicksoniaceae y Schizaeaceae, cuya presencia es indicativa cuerpos húmedos.

Perimetro escultura verrucosa o rugulado, uniformemente distribuida, y lados cóncavos a casi rectos, contorno triangular con lados levemente cóncavos y ápices redondeados.

Muestra: Pb_10760-2

Coordenadas: 6X99.9

Medidas: 52.24 – 52.91 μm

Espora trilete no identificado,

Sinonimia: Dettmann, 1963,
Bharadwaj y Srivastava, 1969
metamorfisado (helecho)

Fm. La Joya

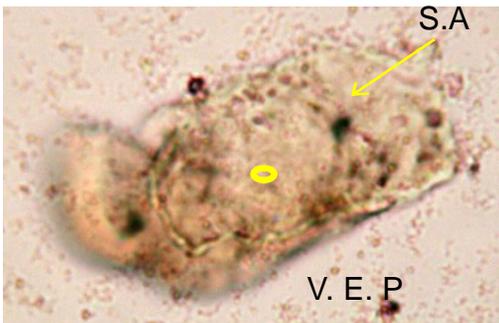
Afinidad Biológica: no establecida

Figura 19 Espora trilete



Pityosporites (sacado, coníferas), perteneciente a un clima frío y de montaña (bosques).

Perimetro palinomorfo bisacado o colpado, cuerpo central elongado contorno visiblemente marcado, cuerpo definido, alargado en vista polar, hacia los extremos del cuerpo observándose los sacos uno más pequeño o doblado y el otro saco grande de adherencia distal, cubriendo parcialmente el cuerpo.



Muestra: Pb_10760-2
Medidas: 22.92 – 57.44 μm
Coordenadas: 109.1X11
Sinonimia: Pityosporites,
 Seward 1914
 Fm. La Joya

Afinidad Biológica: Pinaceae

Figura 20 Pityosporites



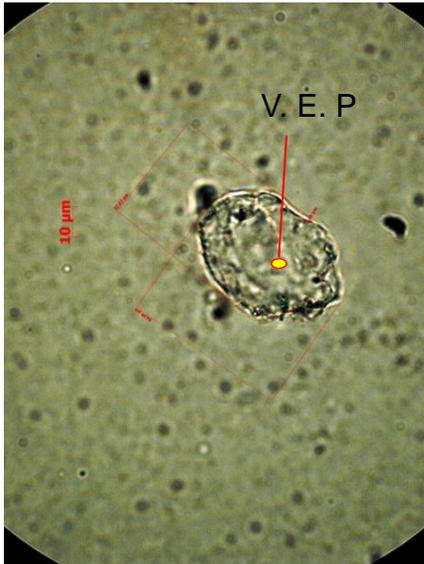
Plicatipollenites (viene desde el Triásico) (grano monosacado, coníferas), perteneciente a un clima frío y de montaña.

Grano mosocado de perímetro circular a subcircular, de margen levemente irregular elongado, cuerpo central circular o subcircular, contorno ecuatorial notablemente engrosado.

Muestra: Pb_10763
Medidas: 49.33 – 60.45 μm
Coordenadas: 20 X101
Sinonimia: Cf.
Plicatipollenites, K. M.
Lele 1964
Fm. La Joya

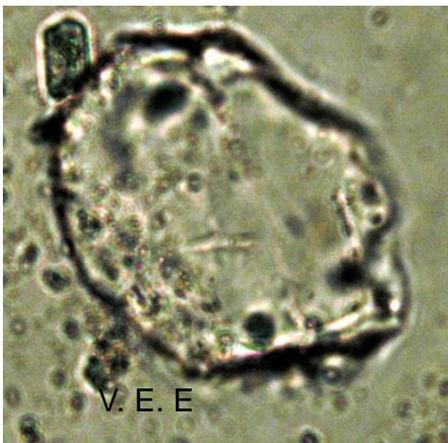
Afinidad Biológica: Pinaceae

Figura 21 *Plicatipollenites*



Quiste de dinoflagelado no identificado se registran desde el Triásico con un incremento dramático entre el Periodo Pérmico y el Cretáceo (Hackett et al., 2004) a la par de un incremento de radiación Mesozoica, hasta el día de hoy. dinoflagelados son protistas unicelulares, pertenecientes a un medio marino somero o dulceacuícola donde los componentes continentales habrían alcanzado este ambiente.

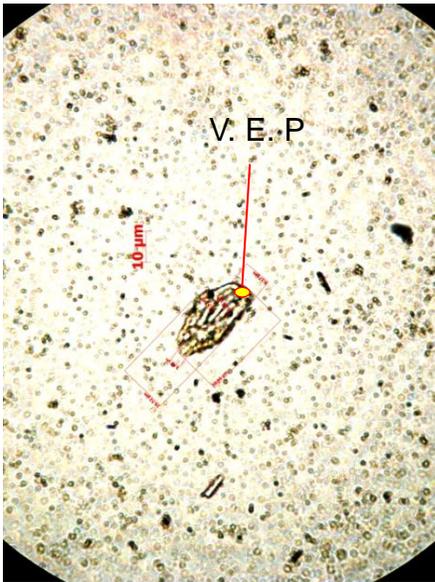
Perimetro elongada u ovaoidal, pared verrugosa, con ornamentación no muy visible, forma tabulada.



Muestra: Pb_10763
Medidas: 37.92 – 54.30 µm
Coordenadas: 11X100
Sinonimia: Quiste de dinoflagelado
 Fm. La Joya

Afinidad Biológica: Acanthoecidae

Figura 22 Quiste de dinoflagelado



Ephedripites pertenecientes a climas áridos, abundantes en el Mesozoico y viene del Jurásico.

Las efedras son un grupo muy antiguo de gimnospermas, han sobrevivido hasta el presente por estar adaptadas a un hábitat muy extremo, donde la competencia es más reducida debido a la sequía.

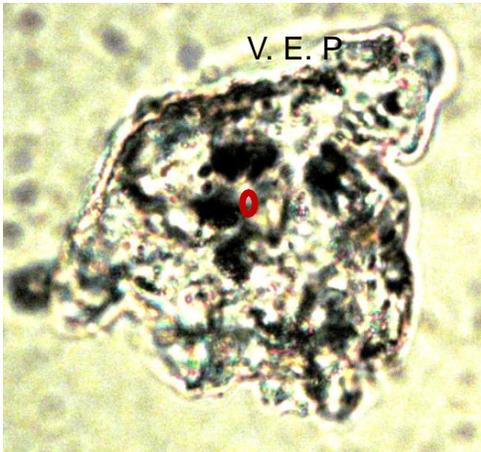
Perimetro elipsoidal u ovoidal, con extremos agudos o semidredondeados, rugulada.



Muestra: Pb_ 10763-3
Medidas: 45 - 20µm
Coordenadas: 8X105
Sinonimia: Ephedripites, Potonie, R. 1958
Fm. La Joya

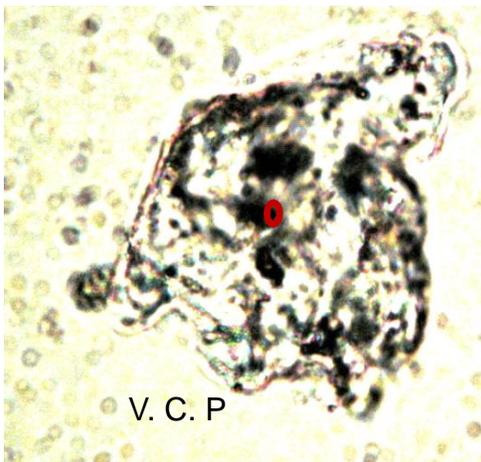
Afinidad Biológica: Ephedraceae

Figura 23 Ephedripites



Quiste de *dinoflagelado* no identificado se registran desde el Triásico con un incremento dramático entre el Periodo Pérmico y el Cretáceo (Hackett et al., 2004) a la par de un incremento de radiación Mesozoica, hasta el día de hoy. dinoflagelados son protistas unicelulares, pertenecientes a un medio marino somero o dulceacuícola donde los componentes continentales habrían alcanzado este ambiente.

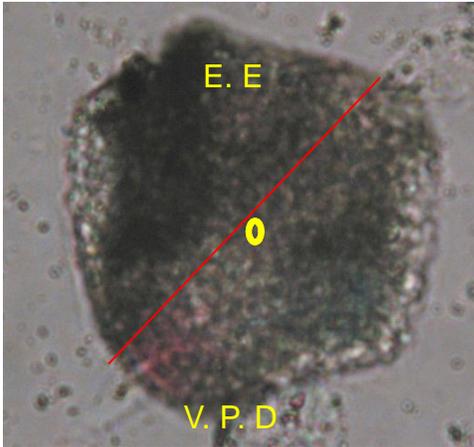
Perimetro elongada o enforma de trompo (pirinoide), pared verrugosa, con ornamentación no muy visible.



Muestra: Pb_10763-3
Medidas: 54.15 – 67.63 μm
Coordenadas: 14X110
Sinonimia: Dinoflagelado no identificado, Evitt, 1967
Fm. La Joya

Afinidad Biológica: Acanthoecidae

Figura 24 Dinoflagelado no identificado



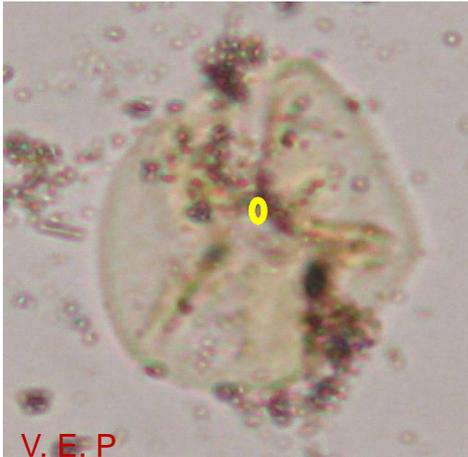
Algae incertae sedis esporas indicativas de climas húmedos como los presentes. Algas son un diverso grupo de organismos fotosintetizadores, de organización sencilla, tal que, a diferencia de las plantas terrestres, no presentan diferenciación de sus partes en órganos especializados. Habitan cuerpos de agua dulce, mares y océanos o zonas húmedas. Muchas algas son unicelulares microscópicas.

Perímetro con superficie casi circular de contorno proximal, ligeramente escabrada en la superficie.

Muestra: Pb_10763-4-1
Medidas: 48.02 – 47.77 μm
Coordenadas: 27X112
Sinonimia: Alga incertae sedis
Fm. La Joya

Afinidad Biológica: algae

Figura 25 *Algae incertae sedis*



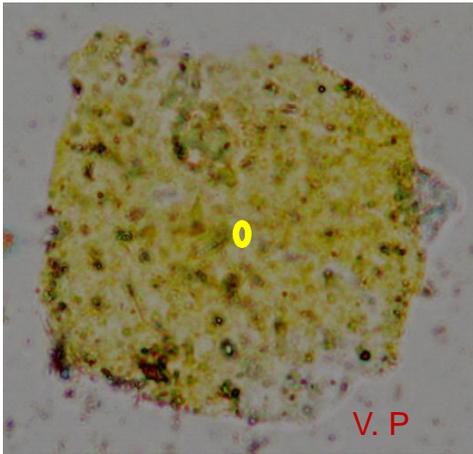
Asteropollis de un clima subtropical (selva) angiosperma abundante y típica del Cretácico pero aparece con una edad de rango de 125.45 a 66.043 Ma.

Perímetro semicircular u ovalada, abertura casi ecuatorial, rugulada o verrugada.

Muestra: Pb_10763-5
Medidas: 17.75 – 23.83 μm
Coordenadas: 15X112
Sinonimia: *Asteropollis*, Hedlund & Norris 1968
Fm. La Joya

Afinidad Biológica: Chloranthaceae

Figura 26 *Asteropollis*



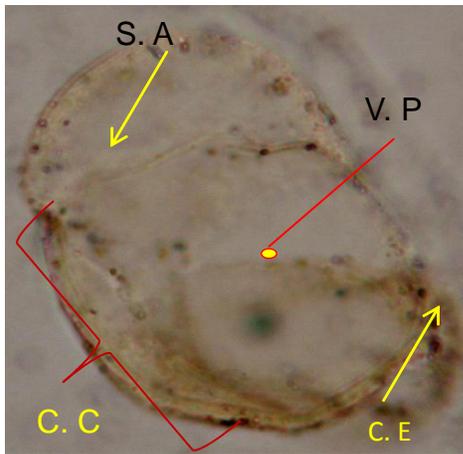
Algae incertae sedis esporas indicativas de climas húmedos como presentes. Algas son un diverso grupo de organismos fotosintetizadores, de organización sencilla, tal que, a diferencia de las plantas terrestres, no presentan diferenciación de sus partes en órganos especializados. Habitan cuerpos de agua dulce, mares y océanos o zonas húmedas. Muchas algas son unicelulares microscópicas.

Perimetro casi circular con color oscuro cuerpo interior circular, exina suave y bastante arrugada.

Muestra: Pb_10763-4
Medidas: 48.5 – 49.31 μm
Coordenadas: 27X112
Sinonimia: Algae incertae sedis
Fm. La Joya

Afinidad Biológica: algae

Figura 27 Algae incertae sedis



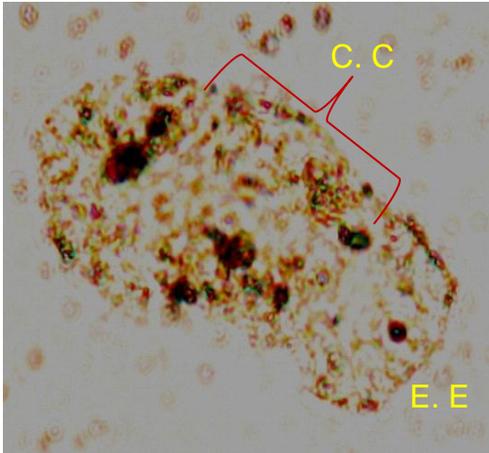
Pityosporites sp. **B** (sacado, coníferas), perteneciente a un clima frío y de montaña.

Perimetro bisacado o colpado, contorno visiblemente marcado, cuerpo definido, circular o subcircular en vista polar, hacia los extremos del cuerpo observándose los sacos grandes, de adherencia distal, cubriendo parcialmente el cuerpo.

Muestra: Pb_10763-6
Coordenadas: 4X106.3
Medidas: 48.5 – 49.31 μm
Sinonimia: Pityosporites sp. B
Seward 1914
Fm. La Joya

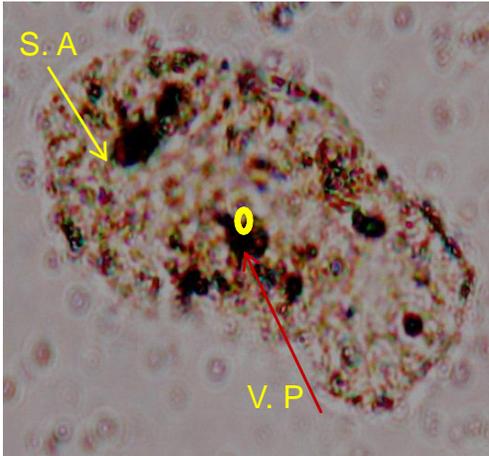
Afinidad Biológica: Pinaceae

Figura 28 Pityosporites sp. B



Pityosporites sp. C (sacado, coníferas), perteneciente a un clima frío y de montaña.

Grano de polen bisacado o colgado, contorno visiblemente marcado, perímetro cuerpo definido circular o subcircular en vista polar, hacia los extremos del cuerpo observándose los sacos grandes, de adherencia distal, cubriendo parcialmente el cuerpo.



Muestra: Pb_10763-6
Coordenadas: 4X106.3
Medidas: 48.5 – 49.31 μm
Sinonimia: Pityosporites sp. C
 Seward 1914
 Fm. La Joya

Afinidad Biológica: Pinaceae

Figura 29 Pityosporites sp. C

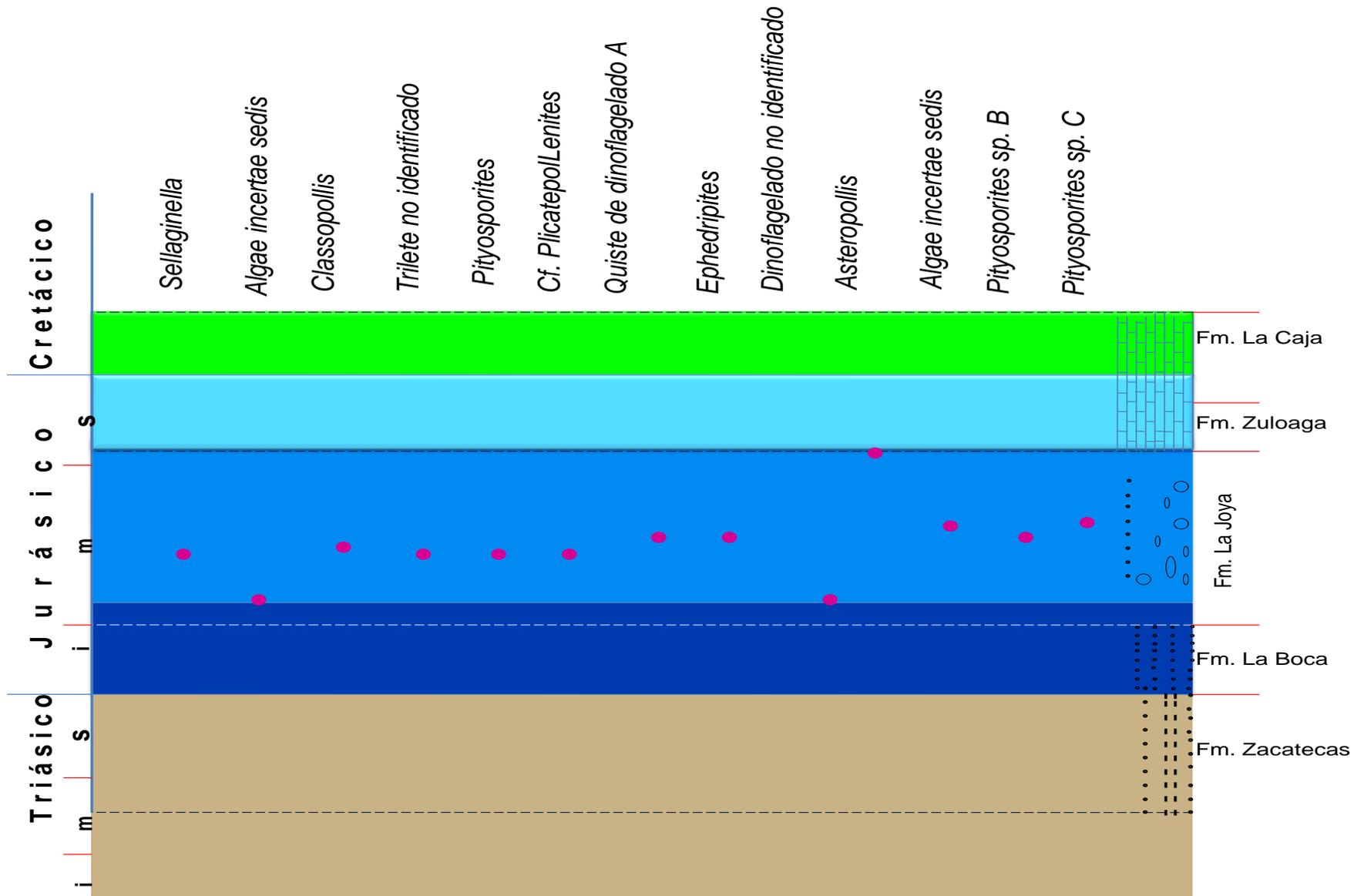


Figura 30.- diagrama con resultados de los estudios palinológicos con Hemerozonas que señalan edades.

IV. Discusión

El presente estudio ha arrojado una serie de datos útiles para la reconstrucción del paleoclima en el centro y noreste de México, para el Jurásico Inferior a Medio. Estos datos son el resultado del análisis de secuencias de capas rojas de las Formaciones La Boca, del Jurásico Inferior en Tamaulipas y sus equivalentes Nazas, en Charcas y Sierra de Catorce o “Capas cerro El Mazo” en los alrededores de Real de Catorce, que abarcan el límite Triásico-Jurásico, según resultados recientes de geocronología de circones detríticos (Wengler, 2014) y corresponden con depósitos marino marginales someros hasta moderada profundidad. Además de los estudios de la Formación La Joya, la cual representa al Jurásico Medio en todo el noreste de México con facies sedimentarias que corresponden con ambientes aluviales, fluviales y lagunares a intertidales.

Los datos que se presentan incluyen algunas observaciones esencialmente de carácter sedimentológico, así como palinológicos (palinomorfos y esporas) y de isotopos estables (^{18}O y ^{13}C). Los cambios climáticos, evidentemente provocaron modificaciones trascendentes en los sedimentos, desde los procesos mismos de sedimentación y los ambientes de depósito, hasta en las posibles alteraciones de los componentes clásticos durante su transporte y en etapa inmediata posterior a su sedimentación. La flora y la fauna que se encuentran fosilizadas en estas secuencias, son testigos de esos cambios climáticos, o en general son representativas de determinadas condiciones climáticas y posición geográfica, en este caso, latitud, en analogía con las floras y faunas actuales.

Aquí radica la importancia de este trabajo, que más que probar o demostrar una hipótesis de manera contundente y definitiva, ha pretendido en el corto tiempo y con las limitadas posibilidades analíticas y de manejo de un mayor número de muestras, explorar las técnicas y criterios más adecuados para dicha reconstrucción paleoclimática, lo que posiblemente motive la continuación posterior de los estudios en esta línea.

Sedimentológicamente las llamadas capas rojas son el resultado de la erosión de los macizos montañosos y al mismo tiempo como consecuencia de procesos orogénicos, estos se presentan precisamente en forma de areniscas de color rojo por una presencia importante de óxidos férricos, aludiendo a su color; y de acuerdo con Von Hounten (1964),

las capas rojas son sedimentos depositados en condiciones oxidantes en medios no marinos, donde las plantas crecen dispersas, aunado a esto para su formación prevalecen climas templados o cálidos (tropicales-subtropicales), y bajo condiciones áridas.

La flora es especialmente sensible a cambios climáticos, razón de esto su dependencia del suelo, condiciones de humedad y temperatura, siendo necesarias para su desarrollo, por lo que además de la flora fósil de una secuencia de rocas, su contenido paleopalínológico resulta de gran relevancia para una posible interpretación del paleoclima de una región. En este caso los restos fósiles de árboles de considerable tamaño en las capas del fin del Triásico y la fauna reportada para el Jurásico Inferior de la Formación La Boca, en el Valle del Huizachal, consistente de algunos reptiles y anfibios (Reynoso-Rosales, 1992), son indicativos de un clima con temperaturas promedio no menores de 15°C, dadas las condiciones climáticas en que dichos organismos viven en la actualidad.

El estudio de los isotopos estables en algunas muestras procedentes de los distintos niveles estratigráficos habiéndose analizado $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, es una herramienta útil que permite interpretar un comportamiento del clima en el pasado, esto mediante un registro de la variación de estos isotopos en el tiempo, por lo cual la presencia de estos isotopos en agua dulce y agua marina puede ser distinta y depende directamente de la temperatura del agua.

La determinación de concentraciones isotópicas por ^{18}O es el método más aplicado por la estimación de paleotemperaturas y las muestras para esta aplicación deberán de ser materiales cuya composición isotópica dependa en gran medida de la temperatura que prevalezca durante su depósito. Asimismo, los registros climáticos habrán de separarse en marinos y continentales, ya que el océano es un sistema muy amplio y mixto cuya composición refleja más bien una condición global mientras que el registro continental está influenciado regularmente por factores más locales a regionales.

Algunos registros de la literatura (Zachos et al., 2001) muestran una relación directa de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y la paleotemperatura, correspondiendo los valores más bajos de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) con las más altas temperaturas, habiendo sido demostrado lo anterior para un registro general del fin del Cretácico y el Cenozoico.

Mulitza et al. (1997) muestran también una correlación de valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) en caparazones de foraminíferos planctónicos con la latitud, correspondiendo los valores más altos con la mayor latitud a nivel de la superficie marina y de manera general, con las temperaturas más bajas, mientras que los valores cercanos al cero o -2 corresponden con las temperaturas más elevadas. Para los 250 m de profundidad en las latitudes altas los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) son muy similares a ligeramente menores que los detectados para el nivel del mar, existiendo un decremento en $\delta^{18}\text{O}$ (‰) hacia las latitudes menores, el cual sin embargo no es tan notable como al nivel del mar. En todo caso, prevalece la relación de mayores valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) a menor temperatura y viceversa.

Una relación directa de las relaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y la paleotemperatura, se muestra en un diagrama presentado por Veizer et al (1999) (fig. 14), en donde se aprecia claramente la relación directa de los periodos glaciares a lo largo de todo el Fanerozoico, con los valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ y los periodos interglaciares, que corresponden con los valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$. La curva detallada del comportamiento de estos valores muestra además numerosas fluctuaciones de menor rango que corresponderían teóricamente a variaciones climáticas menores o en algunos casos locales.

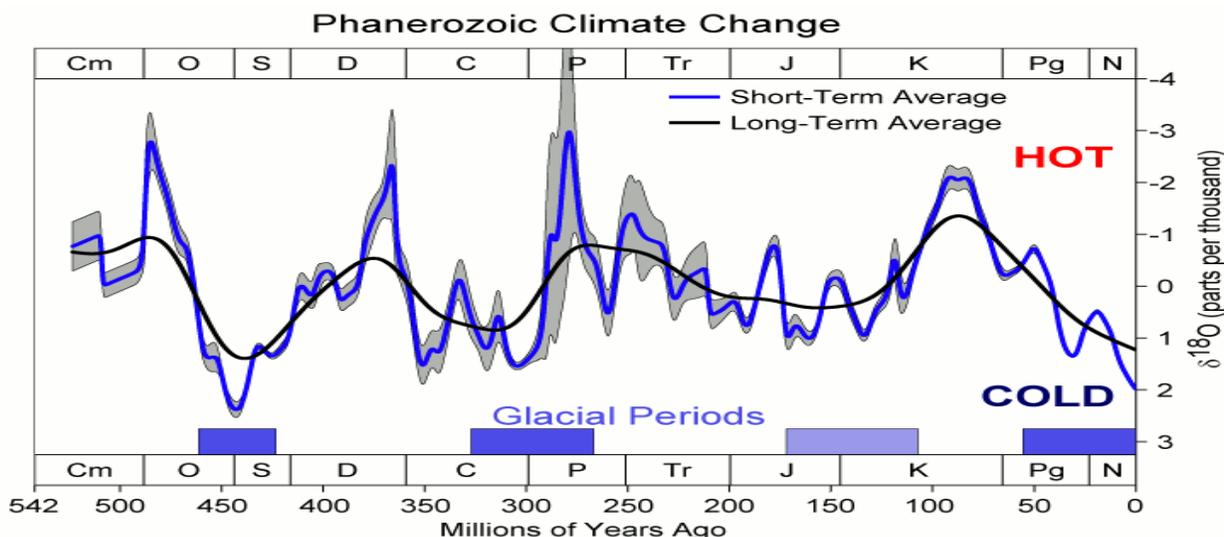


Figura 31. Evolución de la relación isotópica de $^{18}\text{O} - ^{16}\text{O}$ a lo largo de la historia de la tierra, medida en fósiles y su correlación con los principales periodos glaciares e interglaciares (según Veizer, 1999).

El contenido de $\delta^{13}\text{C}$ en carbonatos de origen marino es una aproximación del contenido en el bicarbonato disuelto a partir del cual ha precipitado. Shields y Veizer (2002) (citado en Hoefs, 2010) presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) en carbonatos marinos a lo largo del tiempo geológico, observándose valores en general entre 0 y 3 ‰ y una variabilidad anómala de -15 hasta +15 ‰ durante los períodos de 2.3- 2.0 Ga y 0.8-0.6 Ga antes del presente, mismos que coinciden con los períodos más importantes de glaciaciones globales (*snowball*), sin embargo, de manera general altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ están asociados con una eficiente producción de C orgánico, relacionado a períodos interglaciales, por otro lado Hayes y Waldbauer (2006) interpretan el enriquecimiento en ^{13}C como indicativo de una importante presencia de bacterias y organismos productores de metano en el sedimento. Para Kaufman y Knoll (1995), intervalos con valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) son generalmente asociados con glaciaciones.

En el caso del contenido de CO_2 en la atmósfera, al ser el CO_2 uno de los principales gases de efecto invernadero, este muestra una notable correlación con las fluctuaciones de la temperatura global promedio, como se muestra en la gráfica de Berner (2001, fig. 15), en donde se observa de manera general un decremento de la concentración del CO_2 en la atmósfera, desde el Cámbrico hasta el límite Carbonífero-Pérmico y su posterior incremento durante el Mesozoico. La curva de paleotemperatura que se representa en la misma gráfica muestra fluctuaciones marcadas entre 12°C y 22°C , observándose una correlación de los períodos glaciares e interglaciares mejor conocidos de la historia de la tierra. Cabe destacar que en la misma gráfica, se observa el incremento de la temperatura durante el Triásico y Jurásico inferior, con un marcado intervalo de baja temperatura hacia el límite Jurásico-Cretácico y su posterior incremento en el Cretácico y durante el Paleógeno, descendiendo finalmente en el neógeno en concordancia con los períodos glaciares más conocidos de esta edad.

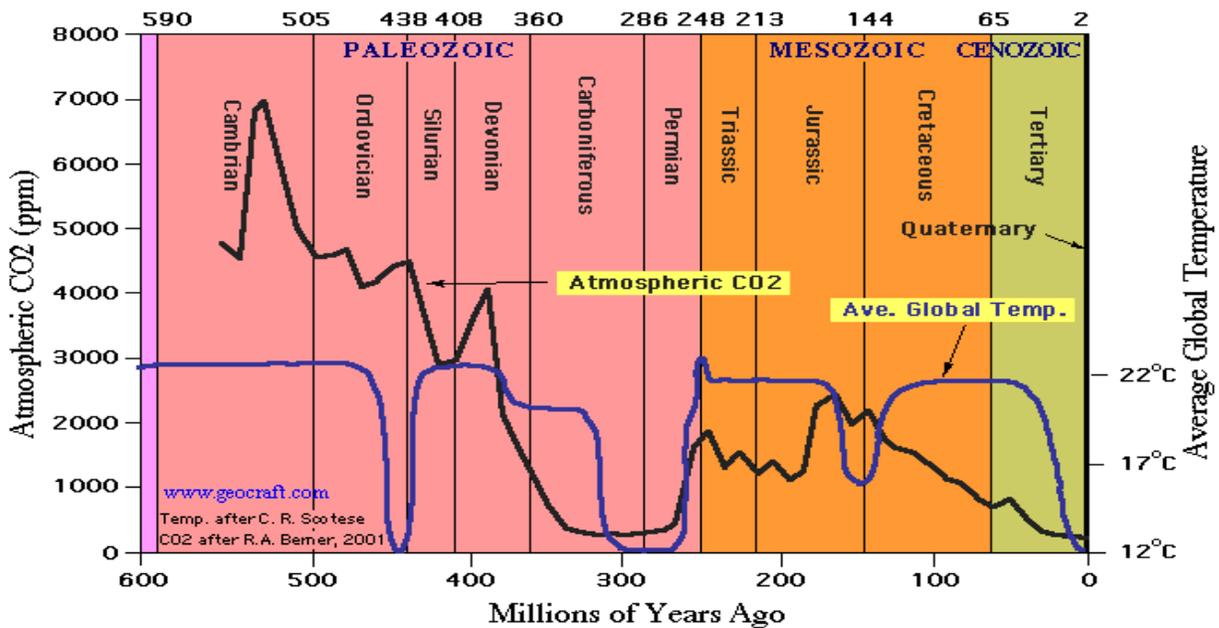


Figura 32. Evolucion del CO2 a lo largo de la historia de la tierra, según Berner (2001) y la paleotemperatura (según Scotese, 2001 citado en Boucot, 2004), mostrando una correlacion directa entre los valores máximos de CO2 en la atmosfera y los máximos de temperatura estimada.

La sedimentación reconocida en el área de estudio es eminentemente continental en el Jurásico Inferior de la región y localmente, en la zona de Real de Catorce, marina somera, pasando en el Jurásico Superior a los depósitos lagunares e intertidales presentes en todo el noreste de México y producto de la transgresión proveniente del Golfo de México. Parte del Jurásico Inferior y el Jurásico Medio, están representados en la zona por capas rojas, que como se ha dicho, son indicativas de condiciones oxidantes en medios de clima templado a cálido, bajo condiciones áridas.

Los estudios palinológicos colectan el material (figuras 15-29), que se ha sedimentado en un determinado punto, pero que en realidad provienen de zonas aledañas, pero a la vez también de algunas zonas distantes del área del depósito. Estos estudios en el presente trabajo permitieron la identificación de géneros de esporas como *Asteropollis* sp, que es característico de un clima subtropical y *Ephedripites* sp. característico de climas áridos, como son estos abundantes en el Mesozoico, especialmente el Triásico y Jurásico Inferior, así como *Algae (incertae sedis)* y *Selaginella* sp. Aunque estos son por el contrario,

indicativas de ambientes más húmedos, posiblemente pantanosos en la rivera y zonas de inundación de grandes ríos y en ambientes costeros en un clima tropical. Por otro lado *Pytiosporites* sp., *Plicatipollenites* sp. y *Classopollis* sp, provenientes de plantas como coníferas, que son indicativos de un clima tropical a frío de mayor altitud que sin embargo si puede encontrarse relativamente cercano o dentro del área de aporte de materiales hacia las zonas bajas de sedimentación más cercana a la costa. Lo anterior nos habla de depósitos ocurridos posiblemente cercanos a la costa, con ambientes locales húmedos y a la vez un aporte distal de sedimentos procedentes de áreas secas y en parte zonas elevadas con clima frío, en general todos ellos correspondientes con zonas tropicales a subtropicales.

Todos los tipos anteriores así como ejemplares de dinoflagelados no identificados, tipos de polen sulcado y esporas trilete se registran desde el Triásico y en algunos casos presentan un incremento dramático desde el Pérmico con una radiación Mesozoica, hasta la actualidad. Lo anterior es apoyado por los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en las muestras que abarcan un rango de edades del Triásico Superior, al Jurásico Superior en la zona estudiada, en donde las muestras del Jurásico Inferior presentan en general valores más bajos, en todos los casos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ en comparación con el Triásico Superior, lo cual es compatible con condiciones de clima más cálido en esta etapa, observándose a la vez un paulatino incremento de estos valores hacia el Jurásico Superior, que indicarían un ligero descenso en la temperatura promedio, en este caso de los mares, debemos de suponer en base a los materiales que fueron muestreados, regularmente las escasas concreciones y lentes calcáreas que se encontraron en estas secuencias en general siliciclásticas. En el caso de los valores de $\delta^{13}\text{C}$, también en general negativos, se observa un incremento desde el Triásico Superior, con ligero descenso en la parte superior del Jurásico Inferior y posterior incremento paulatino hasta el Jurásico Superior, valores que asimismo son compatibles con un escenario en el límite Triásico-Jurásico, con posibles elevadas temperaturas tras la liberación de carbono empobrecido en ^{13}C , más pesado. Esto debido posiblemente a una intensificación del volcanismo o por aportes desde los fondos oceánicos y posiblemente otros ambientes en donde gases como el metano, se enriquecen en forma de caltrates por la formación de moléculas pesadas y que pueden ser liberados de manera súbita y masiva por efectos mecánicos o físicos diversos, coincidiendo este mismo escenario además, con el

evento de extinción masiva del límite Triásico-Jurásico, uno de los cinco eventos de extinción masiva de especies más grandes en la historia de la tierra.

V. Conclusiones y Recomendaciones

El amplio predominio de secuencias de capas rojas en el Jurásico Inferior a Medio de la Mesa Central y Sierra Madre Oriental en el Noreste de México, es indicativo de condiciones tropicales a subtropicales con un clima árido, cálido, en parte influenciado por la dinámica de las zonas costeras con ambientes desde deltaicos como se aprecia en las capas del Jurásico Inferior de la Sierra de Catorce, hasta intertidales y en parte lagunares como los que se presentan en las capas del Jurásico Medio a nivel regional.

El empleo de las relaciones de isotopos estables como $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se muestra como una herramienta útil para la interpretación de fluctuaciones climáticas, en este caso de paleotemperaturas aunque no para la medición de valores absolutos de dichas paleotemperaturas con una gran precisión, ya que solo pueden ser estimadas con la combinación de otros criterios como el registro de fauna y flora fósil y su comparación con condiciones relacionadas a ambientes y climas actuales.

Los resultados de los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ muestran una disminución de los valores (fig.14), al final del Triásico y hasta el Jurásico Medio, para un posterior incremento desde el Jurásico Medio al Jurásico Superior y los resultados del $\delta^{13}\text{C}$ muestran un incremento continuo desde el Triásico Superior al Jurásico Superior, siempre con valores negativos. En este caso, ambos comportamientos son compatibles con condiciones de temperatura del agua marina, más elevadas en el fin del Triásico y Jurásico inferior y que descienden paulatinamente hacia el límite Jurásico Cretácico, lo que es a la vez congruente con un importante evento de descenso de temperatura para este tiempo a nivel global, como se observa en los diagramas mostrados en las figuras 31 y 32.

El descenso de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ durante el fin del Triásico y el Jurásico Inferior muestra una correlación compatible con un descenso de la temperatura que inicia paulatinamente desde el Jurásico Medio y continúa en el Jurásico Superior o base del Cretácico, lo cual estaría reflejando un aumento de la emisión de CO_2 , regularmente pobre en ^{13}C , asociado probablemente el volcanismo tanto del evento CAMP (*Central Atlantic Magmatic*

Province) como al arco volcánico del Jurásico Inferior en el oeste de Norteamérica (localmente conocido como arco Nazas), estableciéndose así una relación directa de esta condición de incremento del CO₂ en la atmósfera con el evento de extinción masiva del límite Triásico-Jurásico.

Se recomienda el análisis de un mayor número de muestras de isótopos estables a fin de dar mayor certidumbre a los datos obtenidos, ya que solo el análisis estadístico de datos obtenidos de las muestras más adecuadas, puede mostrar tendencias reales de las concentraciones y el comportamiento de las relaciones isotópicas en cuestión.

Es importante destacar que de acuerdo con la escasa fauna reportada para la región en capas del Jurásico Inferior, la cual se restringe solo a los afloramientos de la Formación La Boca en el Valle del Huizachal (Montellano et al., 1995), la presencia de esfenodontes y triconodontes es compatible con condiciones de clima cálido a seco y además sugieren que el depósito de los lechos rojos se efectuó en un medio marino marginal bajo; estas condiciones limitadas para su supervivencia de fauna (reptiles), es que por debajo de 10°C entrarían usualmente en un letargo y por abajo de los 2°C mueren, siendo más propios de climas templados a cálidos con temperaturas no muy superiores a 40°C.

La escasa flora fósil que se ha reportado en la zona correspondiente al Triásico Superior y Jurásico, con elementos como Bennettitales y Cycadales, es indicativa de climas tropicales y subtropicales, con una amplia distribución geográfica durante el Mesozoico, ocupando diferentes hábitats en bajas paleolatitudes (Vakhrameev, 1975). Parte de esta flora corresponde solo a fragmentos depositados dentro de flujos de detritos en las secuencias marinas de San Luis Potosí y Zacatecas. Hacia Nuevo León y Tamaulipas, también del Triásico Superior existen restos de estas plantas y fragmentos de madera, algunos preservados como troncos de árboles de hasta más de 10 m de largo, indicativos también de un clima templado en una zona tropical a subtropical o que en el caso de plantas tipo Araucarioxylon, pueden provenir de partes altas dentro de estas mismas latitudes ya que su depósito mismo muestra rasgos de un transporte fluvial que puede ser considerable.

El material palinológico contiene elementos como *Asteropollis* sp, característicos de un clima subtropical y *Ephedripites* sp. pertenecientes a climas áridos, abundantes en el Mesozoico, así como *Algae (incertae sedis)* y *Selaginella* sp. que son indicativas de ambientes

húmedos, posiblemente costeros en un clima tropical. Por otro lado *Pytiosporites* sp., *Plicatipollenites* sp. y *Classopollis* sp, provenientes de coníferas, son indicativos de un clima frío o de montaña, que en realidad aportan material proveniente de zonas de procedencia aledañas, y aportes distantes del área del depósito. Lo anterior nos habla de depósitos ocurridos posiblemente en zonas intertidales cercanos a la costa, con ambientes locales húmedos y a la vez un aporte distal de sedimentos procedentes de áreas secas y zonas elevadas con clima posiblemente más frío, pero en general todos ellos correspondientes con bientes y condiciones comprendidas dentro de una zona tropical.

Se recomienda el procesado de un mayor número de muestras palinológicas a fin de corroborar la presencia de algunos palinomorfos y posiblemente un mayor número de géneros que aporten más información, asimismo, que permitan una mayor resolución en la subdivisión estratigráfica y la interpretación de la evolución de las condiciones climáticas durante el fin del Triásico y el Jurásico Inferior.

Bibliografía

- Álvarez, M, JR., 1958. Tectónica profunda de México; Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. 10, No. 3-4, P. 163-182.
- Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México, 2004. José Rafael Barboza-Gudiño^{1,*}, Markus Hoppe², Martín Gómez-Anguiano¹ y Pánfilo Raymundo Martínez-Macías³. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, núm. 3, 2004, p. 299-319.
- Aranda M. O. Quintero y E. Martínez-Hernández, E., 1988, Palinomorfos del Jurásico Temprano de la Formación Gran Tesoro, Santa María del Oro, Durango. Univ. Nac. Aut. de Mex., Instituto de Geología, Revista, V. 7 (1): 112-115.
- Aranda-García, M., Gómez-Luna, M. E., y Contreras y Montero, B., 1987, El Jurásico Superior (Kimerigiano-Titoniano) en el área de Santa María del Oro, Durango, México: Revista de la Sociedad Mexicana Paleontológica, 1, 75-87.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., en prensa, 2005. El vulcanismo intraplaca del Cenozoico Tardío en el centro y norte de México: una revisión, en Nieto- Samaniego, A.F. y Alaniz-Alvarez, S.A. (eds.), Temas selectos de la Geología Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen conmemorativo del centenario Temas Selectos de la Geologia Mexicana 57 (3): 187-225.
- Balme, B. E. 1957: Spores and pollen grains from the Mesozoic of Western Perth Basin, Western Australia. – C´wealth Sci. Indust. Res. Org., Coal Res. Sect., T. C., 25: 1-233.
- Barajas-Nigoche, L.D., 2008, Análisis de deformación en localidades de la secuencia siliciclástica marina del Triásico Superior de la porción occidental del estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis Maestría, 88 p.

- Barboza-Gudiño J. R., (2000), Últimos datos para la correlación y reconstrucción paleogeográfica de las secuencias triásicas del centro y noreste de México. GEOS, UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C., Boletín Informativo, Volumen 20, No. 3 Octubre 2000
- Barboza-Gudiño, J. R., 2009, El Alamar Formation: The only Triassic succession of the Huizachal Group in northeastern Mexico (Abstracts with Programs), South-Central Section en 43rd Annual Meeting Geological Society of America, 41 (2), p. 29.
- Barboza-Gudiño, J. R., 2012, Sedimentary Tectonics and Stratigraphy: The Early Mesozoic Record in Central to Northeastern Mexico, capítulo 10, en Elitok, Ö. (ed.), Stratigraphic Analysis of Layered Deposits, 255-278.
- Barboza-Gudiño, J. R., Tristán-González, M., Torres Hernández, J. R., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern México: Geofísica Internacional, 37(4), 283-292.
- Barboza-Gudiño, J. R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1999, Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review: in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico: Boluder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, 197-210.
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., García-Arreola, M. E., Velasco-Tapia, F. 2012. Sucesión volcánica Jurásica en el área de Charcas, San Luis Potosí: Contribución al entendimiento del Arco Nazas en el noreste de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen 64, núm. 3, 2012, p. 277-293.
- Barboza-Gudiño, J.R., 1989, Geologische Kartierung (1:10,000) des Gebietes "Cañón General", Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México – mit besonderer Berücksichtigung des präoberjurassischen Grundgebirges: Clausthal, Technische Universität, Diplomarbeit und Kartierung, 107 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción

- noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 299-319.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 49-63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodriguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere*, 6, 621-640.
- Bartolini, C., 1998, Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, North-Central Mexico: El Paso, Texas, The University of Texas at El Paso, Doctor of Philosophy Thesis, 598 p.
- Bartolini, C., Lang, H., Cantú-Chapa, A., Barboza-Gudiño, J.R., 2001, The Triassic Zacatecas Formation in Central Mexico: Paleotectonic, Paleogeographic and Paleobiogeographic implications, in Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basin, and petroleum system: American Association of Petroleum Geologist Memoir 75*, 295-315.
- Bartolini, C., Lang, H., Spell, T., 2003, Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in North-Central Mexico, and its continuation to northern South America: in Bartolini, C., Buffler, R.T., and Blickwede, J., eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics, American Association of Petroleum Geologists Memoir 79*, 427-461 p.
- Bartolini, C., Lang, H., Stinnesbeck, W., 1999, Volcanic rock outcrops in Nuevo León, Tamaulipas and San Luis Potosí, Mexico: Remnants of the Permian-Early Triassic magmatic arc?, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 340*, 347-356.

- Berner, R.A., 2001, "Modeling Atmospheric Oxygen Over Phanerozoic Time", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, pp. 685-694.
- Bharadwaj, D.C. y Srivastava, S.C. 1969. Some new miospores from Barakar Stage, Lower Gondwana, India. *The Palaeobotanist* 17: 220-229.
- Bolkhovitina, N. A. (1961). Fossil and recent spores in the Schizaeaceae. *Trudy, Geologicheskii Institut, Akademia Nauk SSSR*, 40, 1-176.
- Boucot, A. J., Xu, C., and Scotese, C. R., 2004, "Phanerozoic climate zones and paleogeography with consideration of atmospheric CO2 levels", *Paleontologicheskii Zhurnal*, v. 2, pp. 3-11
- Brenner, G.J., 1963: The spores and pollen of the Potomac Group of Maryland. Maryland Department of Geology, Mines and Water Resources bulletin 27: 215 pp.
- Budn, U. S., 1969, Apaleopalinologic description of the key Upper Cretaceous section in the Nayba River Basin, southern Sakhalin: *Dokl, Acad. Sci. U.S.S.R.* 186, p. 64-66. Traducción inglesa del original en ruso.
- Burckhardt, C., Scalia, S., 1905, La faune marine du Trias Supérieur de Zacatecas: *Boletín del Instituto de Geología de México*, 21, 44 p.
- Butler, J. H., 1972. Geology of the Charcas mineral district, SanLuis Potosí, México: Golden, Colorado School of Mines, tesis de maestría, 170 p. (inérita).
- Cantú-Chapa, A., 1969, Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 1, 71-72.
- Cantú-Chapa, A., 1999, Confrontation of stratigraphic methods to define the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern Mexico subsurface, *in* Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, 93-103
- Carrillo-Bravo, J. (1982). Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 8 (1-2), 1–98.
- Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., (*eds.*), The Mojave-Sonora Megashear hypothesis: Development, assessment and alternatives: Geological Society of America, Special Paper 393, 233-258.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of Central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 14(2), 244-260.
- Christensen, B. B., 1954, New mounting media for pollen grains, *Denmarks Geol. Unders.* 2(80):7–11.
- Clark, J., M.; Fastovsky, D.F.; Montellano, M.; Hopson, J. A; Hernández, R.; 1994, Additions to the Middle Jurassic vertebrate fauna of Huizachal Canyon, Tamaulipas, México, Abstracts, *Journal of Vertebrate Paleontology*, 14 (3), 21A.
- Damonn, P. E., y Shafiqullah, Muhammad, y Clark, K. F., 1981, Age trend of igneous activity in relation to metallogenesis in Southern Cordillera: *in* Dickinson, W. R., y Payne, W. D., eds., Relations to ore deposits in Southern Cordillera. *Ariz. Geol. Soc. Digest*, v. 14, Tucson, Arizona, p. 137-154.
- Dettman, M. E. 1963: Upper Mesozoic microfloras from South-Eastern Australia. –*Proc. Roy. Soc. Victoria*, 77 (Part I): 1-148.
- Eguiluz de Antunano, Samuel, y Campa-Uranga, M. F., Problemas tectonicos del sector de San Pedro del Gallo, en los Estados de Chihuahua y Durango: *Bol. Mex. Ceologos Petroleros*, v. 34, num. 2, p. 5-42. 1982 (1985 Ásoc.).

- Erben, H.K., 1956, El Jurásico Inferior de México y sus Amonitas, *en XX Congreso Geológico Internacional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, contribución*, 393 pp.
- Fastovsky, D.E., J.M. Clark, N.H. Strater, M. Montellano, R. Hernández R., and J.A. Hopson, 1995, Depositional environments of a Middle Jurassic Terrestrial vertebrate assemblage, Huizachal Canyon, Mexico: *Journal of Vertebrate Paleontology*, 15,(3), 561-575.
- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Clark, J.M. and Hopson, J.A., 1987, Preliminary report of a vertebrate fauna from an unusual paleoenvironmental setting, Huizachal Group, Early or Mid-Jurassic, Tamaulipas, Mexico, in Curie, P.M., and Koster, E.H., eds., *Fourth Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Short Papers: Occasional Paper of the Tyrell Museum of Paleontology*, 3, 82-87.
- Galero-Vázquez, M, “Modelo de isopacas de la cubierta postríasica en el sector centro y noreste de México”. Tesis que para obtener el grado de maestro en ciencias en geología aplicada, UASLP, posgrado de geología aplicada, Facultad de ingeniería; Instituto de Geología. 20 p. 2011.
- Gallo-Padilla, I., Gómez-Luna, M.E., Contreras-Montero, B., Cedillo-Pardo, E., 1993, Hallazgos Paleontológicos del Triásico Marino en la región central de México: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 6(1), 1-19.
- GEOLIMEX-Working Group (Barboza-G., J.R., Böhnell, H., Calderón, G., Flü, E.R., Garza-R.D., Guzmán, M., Herber, R., Luetgert, J.H., Meissner, R., Pola, C., Ramírez-R., J.J., Schildknecht, F., Spranger, M., Suárez, G., Urrutia-F., J., Valdez, C.), (1994); Reflections from the subducting plate? First results of a Mexican traverse-Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1993 (1/2): 541-553; Stuttgart.1
- Geological Society of America, 1983, Geologic Time Scale Decade of North American Geology: *Geology*, v. 11, p. 504.
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrel, D.J., Damon, P.E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico tardío-Jurásico en Chihuahua,

- Durango y Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 42(2)1-18.
- Gutiérrez-Amador, M., 1908, Las capas cárnicas de Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 4, 29-35.
- Hackett, J.D., Anderson, D.M., Erdner, D.L. & Bhattacharya, D. (2004). Dinoflagellates: A Remarkable Evolutionary Experiment. *American Journal of Botany*, 91(10), 1523-1534.
- Hayes JM, Waldbauer JR (2006) The carbon cycle and associated redox processes through time. *Phil Trans R. Soc B* 361-950
- Hedlund, R. W., & Norris, G. 1968. Spores and pollen grains from Fredericksburgian (Albian) strata, Marshall County, Oklahoma. *Pollen et Spores*, 10(1), 129-159.
- Hoefs J (2010) *Stable Isotope Geochemistry*. 6th Edition. Springer-Verlang, Berlin. pp. 1-227.
- Hoppe, M., 2000, Geologische Kartierung (1:10,000) im Gebiet Ojo de Agua, nordwestliche Sierra de Catorce und sedimentpetrologische Untersuchungen an prä-oberjurassischen Sedimenten ("Zacatecas formation"): Clausthal, Technical University, tesis de maestría, 235 p.
- Hoppe, M., Barboza-Gudiño, J.R., Schulz, H.M., 2002, Late Triassic submarine fan deposits in northwestern San Luis Potosi, Mexico – lithology, facies and diagenesis: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 12, 705-724.
- Ibrahim, A. C. 1933: Sporenformen des Aegirhorizonts des Ruhr-Revier area, western Canada. – *Palaeontographica Abt. B*, 110: 35-98.
- Imlay, R. W., Cepeda D. L. C. E. , Álvarez, M. and Díaz , G. T., 1948, Stratigraphic relations of certain Jurassic Formations in eastern México: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 32(9), 1750-1761, 1 Fig.

- Imlay, R.W, 1953, Las formaciones jurásicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica de México, 16, 1-65.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico: Part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47, 1091–1152.
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, México: Geological Society of America Bulletin 48, 606–607.
- Imlay, R.W., 1938, Studies of the Mexican geosyncline: Geological Society of America Bulletin, 49, 1651-1694.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz, T., 1948, Stratigraphic relations of certain Jurassic Formations in Eastern México: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist, 32(9), 170-176.
- Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.H., And Silver, L.T., 1995, Jurassic volcanic rock in northeastern Mexico: A possible remnant of a cordilleran magmatic arc. In Jaques-Ayala, C.C., M., Gonzalez-Leon, and Roldan Quintana, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Boulder, Colorado, Geological Society of America special Paper 301,179-189.
- Kaufman, A. J., and A. H. Knoll, (1995) Neoproterozoic variation in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications, Precambrian Res., 73, 27 –49.
- Kellum, L. B., 1932, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 43, 541-564.
- Krutzsch, W. 1959. Mikropalaontologische (sporenpalaontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. – Geologie, 8 (21-22): 1-425.
- Krutzsch, W., 1955.Ober einige liassische "angiosperme" Sporomorphen. Geologie, 4(1): 65--76.

- Lele, K. M. 1964. Studies in the Talchir flora of Indian 2. Resolution of the spores genus Nuskoisporites Pot. & Kl. *Paleobot.* 12: 147-168.
- López-Infanzón, M., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas: *Sociedad Geológica Mexicana, Boletín*, 47 (2), 1-42.
- Maldonado-Koerdell, M., 1948, Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre el Triásico de Zacatecas: *Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas*, 5, 291-306.
- Martínez-Cardona, A., Malpica-Cruz, R., 1983, Estudio estratigráfico sedimentológico de la Formación Zacatecas en la cuenca del centro de México: Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) informe interno, proyecto C-1134, 33 p. (inédito).
- Martínez-Hernández, Enrique, Alneida-Lenero, Lucia, Reyes-Salas, Margarita, y Betancourt-Aguilar, Yolanda, Estudio palinológico para la determinación de ambientes en la cuenca Fuentes-Rio Escondido (Cretácico Superior), región de Piedras Negras, Coahuila: *Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología, Revista*, v. 4, num. 2, p.
- Martínez-Pérez, J., 1972, Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí (Hojas K-8 y K-9): *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24 (7-9), 325-402.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, México; Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Alemania, Darmstadt Technische Hochschule, tesis doctoral, 247 p.
- Mixon, R. B., G.E. Murray, T. Diaz, 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 43 (4), 757-771.
- Mixon, R.B., 1963, The Jurassic Formations of the Ciudad Victoria, Region Tamaulipas, Mexico: Baton Rouge, Luisiana State University, tesis de maestría, 70 p.

- Montellano-Ballesteros, M., Hopson, J. A., Clark, J. M., Fastovsky, O. F. y R. Hernández-Rivera. 1995. Mammals from the Middle Jurassic of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico: *Jour. Vert. Paleontol.*, v. 15, p. 45A.
- Mulitza S, Duerkoop A, Hale W, Wefer S, Niebler HS (1997) Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification. *Geology* 25: 335-338.
- Niggli, Urs and Fließbach, Andreas (2009) Gut fürs Klima? Ökologische und konventionelle Landwirtschaft im Vergleich. In: Agrarbündnis, e.V. (Ed.) *Der kritische Agrarbericht*. ABL Verlag, D-Hamm, pp. 1-109.
- Nilsson, T. 1958. Über das Vorkommen eines mesozoischen Sapropelgesteins in Schonen. *Lunds Universitets Arsskrift*, n. s., Avd. 2, 54 (10), 112p.
- Ortega, F. B. Solari, L. Lawton, T. f. and Ortega O. C. 2014. Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *Volume 56, No. 2*, 237-267.
- P.Beauv 1804. Prodrome des cinquième et sixième familles de l'Æthéogamie, les mousses, les lycopodes. *Selaginella. Mag. Encycl.* 4: 478. 1804.
- Padilla Sánchez, R. J. 1978. Geología y Estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*. v. 24, p. 258-278.
- Pantoja-Alor, J., 1962, Resumen de la Geología de la Hoja San Pedro del Gallo 13R-k (3) escala 1:100 000, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie de 1:100 000, 1 mapa con texto.
- PEMEX, 1988b, Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, 229 p.

- Pérez-Rul, F. A. M., 1967, Resumen de la Geología de la Hoja Viesca 13R(5) escala 1:100 000, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie de 1:100 000, 1 mapa con texto.
- Pflug, H.D., 1953: Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden pollens in der Erdgeschichte. *Palaeontographica Abteilung B* 95: 60-171.
- Pineda, A. S., & Lara, A. M. (1995). Flórmula Jurásica de una nueva localidad en la Región de San Miguelito, Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 52(3), 31-41.
- Pocock, S. A. J. 1961. Microspores of the Genus *Murospora* Somers from Mesozoic strata of western Canada and Australia. *Journal of Paleontology*, 35, pp. 1231-1234.
- Potonié, R. 1958. Synopsis der *Sporae dispersae*. II Teil: Sporites (Nachtrage), Saccites, Aletes, Preacolpate, Polyplacates, Monocolpates. *Geologischen Jahrbuch* 31: 1-114.
- Raisz, E., 1959, Landforms of Mexico, scale ca. 1:3 000 000: Cambridge, Massachusetts, U. S. Office of Naval Research, Geography Branch, 1 mapa.
- Reissinger A. 1938. Die „Pollenanalyse“ ausgedehnt auf alle Sedimentgesteine der geologischen Vergangenheit. *Palaeontographica*, B, 84: 1–20.
- Reynoso-Rosales, V. H. (1992). Descripción de los esfenodontes (Sphenodontia, Reptilia) de la fauna del cañón del Huizachal (Jurásico temprano a medio) Tamaulipas. *México (MS. Tesis) Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias*.
- Reyre, Yves, 1970, Stereoscan observations on the pollen genus *Cassopollis* Pflug, 1953: *Palaeontology*, v. 13, p. 303-322, lams. 54-59.
- Riding JB. 2013. The literature on Triassic, Jurassic and earliest Cretaceous dinoflagellate cysts: supplement 1. *Palynology* 37:345–354.
- Rogers, C.L., De Cserna, Z., Tavera-Amezcuca, E., Ulloa, S., 1957, Geología general y depósitos de fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas: Instituto Nacional para la investigación de Recursos Minerales, Boletín 38, 129 pp.

- Rueda-Gaxiola, J., López-Ocampo, E., Dueñas, M.A., Rodríguez, J.L., Minero, M., Uribe, G., 1993. Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla, dos partes de la fosa de Huayacocotla–El Alamar. II Bioestratigrafía, cronoestratigrafía y paleoecología del Alogrupo. Los San Pedros. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 53, 1–29.
- Rueda, G., J., E, López-Ocampo, M.A. Dueñas y J.L. Rodríguez-Benítez, and Torres R.A., 1999, The Palynological method: Basis for defining stratigraphy and age of the Los San Pedros Allogroup, Huizachal -Peregrina anticlinorium, Mexico, in C. Bartolini, J. Wilson, and T Lawton, eds, Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper, 340, 229-269.
- Schopf J.M., Wilson L.R. & Bentall R. 1944. An annotated synopsis of Paleozoic spores and the definition of generic groups. Illinois State Geol. Surv., Rept. Invest., 91: 1–72.
- Schopf, J. M., 1938, Spores from the Herrin (No. 6) coal bed in Illinois. Illinois Sta. Geol. Surv. Rep. Investigations 50.
- Schulz, E. 1967: Sporenpaläontologische Untersuchungen rätoliassischer Schichten im Zentralteil des germanischen Beckens. – Palaont. Abh. B, 2: 542 – 633.
- Seward, A.C. 1914. Antarctic fossil plants. En: British Antarctic (“Terra Nova”) Expedition, 1910. Natural History Report, British Museum (Natural History), Geology, 1: 1-49.
- Shields, G., and J. Veizer, Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3(6), 10.1029/2001GC000266, 2002.
- Silva-Romo, G., 1993, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, estados de San Luis Potosí y Zacatecas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado, Tesis de Maestría en Ciencias, 139 p.

- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 429–442.
- Spranger, M., **Barboza, R.**, Böhnelt, H., Calderón, G., Flüh, E.R., Garza-Rocha, D., Guzmán, M., Herber, R., Luetgert, J.H., Meissner, R., Pola, C. Ramírez-Ruiz, J.J., Schildknecht, F., Juárez, G., Urrutia-Fuccugauchi, J. & Valdez, C. (1993): Interpretation of the Crustal Structure of Southern México and Plate Tectonic Implications, in OrtegaGutiérrez, F., Coney, P., Centeno-García, E., Gómez-Caballero, A. (Editores).- First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, proceedings; 144-146.
- Srivastava, S. K. 1972. Systematic description of some spores from the Edmonton Formation (Maastrichtian) Alberta, Canada. *Paleontographica Abteilung B*, 139, PP. 1-49.
- Srivastava, S. K. 1975. *Microspores from the Fredericksburg Group (Albian) of the southern United States*. Université des sciences et techniques, Laboratoire de paléobotanique.
- Srivastava, S. K., 1976, The fossil pollen genus *Lethaia*, v. 9, p. 437-457.
- Stewart, J.H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America: *Geological Society of America Special Paper* 323, 47-74.
- Tappan, H., 1980, *The Paleobiology of Plant Protists*, San Francisco, W. H. Freeman.
- Tralau, H. 1968: Botanical investigations into the fossil flora of Eriksdal in Fyledalen, Scania – II. The Middle Jurassic microflora. –*Sveriges Geol. Unders.*, Ser. C, No. 633, 63 (4): 1-195.

- Tristán-González, M, Torres-Hernández, J.R., 1994, Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11 (2), 117–138.
- Tristán-González, M, Torres-Hernández, J.R., Mata-Segura, J.L., 1995, Geología de la Hoja Presa Santa Gertrudis, San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 122, 50 p.
- Tristán-González, Margarito, Torres-Hernández., José Ramón., 1992, Cartografía Geológica 1:50,000 de la Hoja Charcas, Estado de San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 115. 83p.
- Vakhrameev, V. A. (1975). Main features of phytogeography of the globe in Jurassic and Early Cretaceous time. *Paleontological Journal*, 2, 247-255.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., ... & Strauss, H. (1999). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161(1), 59-88.
- Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J. R., & López-Doncel, R. A. (2009). Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26(2), 466-481.
- Volkheimer, W. & Melendi, D. 1976. Palinomorfos como fósiles guía. Tercera parte: Técnicas de laboratorio palinológico. *Revista Minera de Geología y Mineralogía*, 34:19-30.
- Von Houten, F. B. (1964). Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania: *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 189, 497-531.
- Wall, D., 1965, Microplankton, pollen and sporas from lower Jurassic in Britain: *Micropaleontology*, v. 11, p. 151-190.

- Weber, R. & G. Zamudio-Varela (1995) - Laurozamites, a new genus and new species of bennettitalean leaves from the Late of North America. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12 (1): 68-93.
- Weber, R., 1997, How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, Mexico: Special issue dedicated to the International workshop on The geology of northwestern Sonora, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (2), 225-243.
- Weber, R., Zambrano-García, Á. & Amozurrutia-Silva, F. [1980 (1982)]: Nuevas contribuciones al conocimiento de la Tafoflora de la Formación Santa Clara (Triásico Tardío) de Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 4 (2): 125-137.
- Wengler M, 2014, Provenance analysis of Triassic and Jurassic sediments in NE Mexico. Georg-August-University Göttingen Faculty of Geosciences. (MS, Tesis). 139 p.
- Williams, G. L., 1975, Dinoflagellate and spore stratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic offshore eastern Canada, *Geol. Surv. Canada Pap.* 74-30:107-161.
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K (2001) Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292: 686-693.
- Zaldivar, R. J., y Garduño-M., V. H., 1984. Estudio estratigráfico y estructural de las rocas del Paleozoico Superior de Santa María del Oro, Durango y sus implicaciones tectónicas: México, D. F., Convención Nacional, 7, Soc. Geol. Mexicana, Mem., p. 28-39.