

1. INTRODUCCIÓN

La Sierra de Minas Viejas, al noroeste de Monterrey N.L., es una estructura geológica de plegamiento que presenta su centro erosionado, en la cual quedan expuestos estratos de la Formación La Casita (comúnmente asignada al Jurásico) y de la Formación Taraises (asignada a Cretácico). Esta sierra tiene importancia económica debido a la extracción del yeso proveniente de capas jurásicas, y la caliza, perteneciente a capas cretácicas, ambos materiales ampliamente usados en construcción.

La estratigrafía es el estudio de las secuencias de estratos de roca, interpretando su ambiente y modo de formación, permitiendo reconstruir la historia geológica de cada región. Su importancia práctica se relaciona con la prospección del petróleo, agua subterránea y minerales. Para tales fines, son fundamentales el conocimiento de la columna estratigráfica, y las determinaciones cronológicas y paleoambientales de los estratos sedimentarios.

Los trabajos bioestratigráficos se realizan basándose en los restos de organismos, que han llegado a nosotros formando parte de las rocas sedimentarias y que han persistido en el transcurso del tiempo geológico (macro y microfósiles).

Los estudios paleoecológicos basados en análisis de microfacies (aspecto microscópico de las rocas, tanto textural como micropaleontológico), son una base importante para las interpretaciones estratigráficas.

Los estudios estratigráficos y paleoecológicos, en este caso para la Sierra de Minas Viejas al noroeste de Monterrey, representa una contribución al conocimiento de la estratigrafía y geología histórica del Noreste de México, en especial respecto a la determinación del límite Jurásico-Cretácico, y las características paleoambientales.

En cuanto a la historia de la vida, el límite Jurásico-Cretácico es importante debido a que se ha reconocido como una fase de extinción de especies cuyas causas aún son investigadas.

La ubicación exacta del límite cronológico Jurásico-Cretácico en el noreste de México ha sido controversial y con alto grado de incertidumbre, debido principalmente a inconsistencias litológicas y a la mala preservación de los microfósiles índice. Este límite cronológico suele ubicarse en el contacto litológico entre las Formaciones La Casita y Taraises, pero según algunos estudios en varias localidades, el verdadero límite cronológico se ubica dentro de la parte superior de la Formación La Casita.

Se ha propuesto que el límite bioestratigráfico verdadero no está presente en esta zona, suponiendo la existencia de un hiato sedimentario y/o erosivo, no estando presentes sedimentos del límite como sucede en otras zonas en México. Probablemente esto fue el producto de deformaciones tectónicas, relacionadas con la subducción de la placa tectónica del Pacífico (Placa Farallón), o quizás se debió a reajustes oceánicos resultado de procesos de la apertura del Atlántico.

Los calpionélidos (figura 1) son protozoarios ciliados que vivieron desde el Tithoniano al Valanginiano. Los ammonites (figura 2) son moluscos cefalópodos que existieron desde el Silúrico Superior hasta el Cretácico. Ambos tipos de organismos son ampliamente usados como fósiles índice, utilizándose como herramientas de precisión para llevar a cabo estudios de bioestratigrafía, en particular para la definición del límite Jurásico-Cretácico.

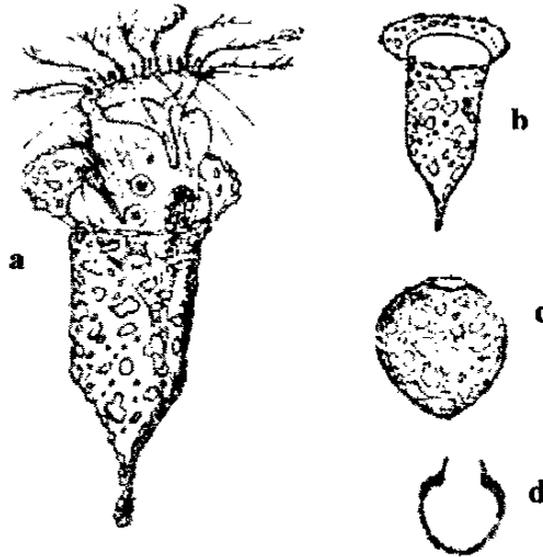


Figura 1: Representación idealizada de calpionélidos. a: aspecto del organismo vivo; b y c: calpionélidos fósiles enteros; d: corte axial tal como se ve en una laminilla. (Tomado de Trejo, 1980.)



Figura 2: Representación de un ammonite en donde se observan el cuerpo y la concha espiralada. (Tomado de Moore, 1964).

2. ANTECEDENTES

Imlay (1938 a) en su estudio de la Formación Taraises en el norte de México, describe a ammonites como *Olcostephanus*, *Distoloceras*, *Neocomites* y *Leopoldia* entre otros, además de estudiar su paleogeografía y los paleoambientes.

Imlay (1938 b) reporta para la Formación La Casita una edad de Kimmeridgiano-Tithoniano y para la Formación Taraises una edad de Berriasiano-Hauteriviano Medio, para localidades de Melchor Ocampo y la Sierra de Parras. Así mismo, menciona a ammonites como *Olcostephanus* y *Neocomites* para la Formación Taraises.

Bonet, (1956) describe a *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Calpionellites darderi*, entre otras, para el este de México. Además elabora una tabla con los alcances estratigráficos para estas especies. Este fue un estudio base para el posterior reconocimiento y determinación de las condiciones paleoecológicas y bioestratigráficas de los sedimentos del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano.

Humphrey y Díaz (1956) describen las Formaciones La Casita y Taraises para la Sierra Madre Oriental entre Monterrey y Torreón. Mencionan especies de ammonites que permiten un reconocimiento más próximo del límite Jurásico-Cretácico.

Vokes (1962) publica sobre la geología del Cañón de la Huasteca, encontrando edades desde el Jurásico hasta el Cuaternario. Para este estudio se basó principalmente en ammonites y pelecípodos.

Busnardo y Le Hégarat (1963) publican la zonificación del Cretácico Inferior en base a ammonites y calpionélidos, proporcionando tablas de frecuencia de especies de ammonites y una tabla de los alcances estratigráficos de estas especies.

Geel (1966) describe la bioestratigrafía de los sedimentos de Caravaca (España) del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, mostrando la composición faunística de cada biozona en base a calpionélidos y nanocónidos.

Weide y Wolleben (1969) estudiaron la estratigrafía del Jurásico Superior en las cercanías de Monterrey, Nuevo León, reportando para la parte basal de la Formación La Casita una edad del Kimeridgiano Superior, y mediante especies de ammonites confirma la presencia de rocas del Jurásico Superior en las cercanías de Monterrey.

Bolli (1978) reporta *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellites darderi* y *Remaniella murgeanui* para el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano de la Cuenca Marroquí, proporcionando una tabla de ocurrencia y frecuencia de los calpionélidos estudiados.

Chantaca (1982) reporta 11 especies de ammonites, entre ellas *Leopoldia bakeri*, *Olcostephamus coloriensis*, *O. quadriadiatus* y *Distoloceras parritense* para la Formación Taraises, en el Cañón de San Pablo en Santa Catarina, Nuevo León.

López-Oliva (1989 y 1991) realiza un levantamiento geológico en la Sierra del Fraile, y determina el límite Jurásico-Cretácico para dos puntos de correlación bioestratigráfica basada en calpionélidos. Se confirma la presencia de calpionélidos y se efectúa la determinación del límite dentro de los sedimentos de la Formación la Casita, y no en el límite litológico entre ésta y la Formación Taraises.

Stinnesbeck et al. (1993) reevaluó a la localidad de Mazatepec en Puebla en su valor como estrato tipo del límite Jurásico-Cretácico, concluyendo que esta área abarca una serie litológica del Berriasiano Inferior y Medio y no presenta el límite Jurásico-Cretácico.

Adatte et al. (1994) estudiaron perfiles en la Sierra Madre Oriental y en la Cuenca Durango, encontrando que los calpionélidos muestran que el límite Jurásico-Cretácico es diácrono, situado en el Berriasiano Temprano, y que son más o menos esporádicos en la parte inferior de la zona B, y frecuentes en la parte superior, lo que indica un cambio brusco importante en las condiciones oceanográficas (corrientes y/o temperaturas),

presentándose además un cambio en la composición de las arcillas (aumento de clorita y disminución de caolinita).

Adatte et al. (1996) analizaron a detalle cinco perfiles cerca de Monterrey y uno cerca de Durango, y proponen que ocurrió un gran cambio paleoceanográfico en la parte superior de la Zona B de Calpionélidos en el Berriasiano Tardío. Este cambio se refleja en un incremento en la facies pelágica, en una dramática aparición de ammonites y microfósiles tethyanos, así como en cambios en los valores de los isótopos estables en la roca y en las arcillas, sugiriendo que estos cambios se debieron a la elevación global del nivel del mar que conectó directamente el noreste de México con el Tethys Europeo, finalizando el ambiente anóxico, semi-restringido y endémico de la Formación La Casita del Jurásico Tardío.

Adatte et al. (2000) para la localidad de Potrero García reportan a *Calpionella alpina* (forma mediana) y a *Crassicolaria parvula* en la parte superior de la Formación La Casita, concluyendo que de acuerdo a la presencia de calpionélidos en la Sierra del Fraile, el límite litológico (Formación La Casita / Formación Taraises) no coincide con el límite bioestratigráfico indicado por estos organismos.

3. HIPÓTESIS DE TRABAJO

El cambio litológico entre la Formación La Casita y la Formación Taraises coincide con el límite cronológico Jurásico-Cretácico.

4. OBJETIVO

4.1 OBJETIVO GENERAL

La identificación taxonómica de los calpionélidos y ammonites de la zona de contacto entre las formaciones La Casita y Taraises en la Sierra de Minas Viejas, así como realizar las determinaciones cronológica y paleoambiental, determinando además si el contacto litológico entre estas formaciones coincide con el límite Jurásico-Cretácico.

4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1.- Identificar taxonómicamente los calpionélidos y ammonites que se encuentren en sección de estudio.

2.- Con la base en las especies encontradas y las texturas de las rocas (microfacies), interpretar los paleoambientes sedimentarios correspondientes a las formaciones estratigráficas estudiadas.

3.- Analizar los rangos cronológicos de las especies encontradas para definir la edad de la sección estudiada, determinando la probable coincidencia del contacto formacional con el límite cronológico Jurásico-Cretácico.

5. **ÁREA DE ESTUDIO**

5.1 **Localización**

La Sierra de Minas Viejas (figura 3), conocida también como Potrero Minas Viejas o Potrero Grande, pertenece principalmente al municipio de Hidalgo, N.L., ocupando además parte de los municipios de Abasolo y Mina.

El área de estudio está comprendida entre los 26° 00' 59.66" y los 26° 01' 15.54" de Latitud Norte, y entre los 100° 26' 0.1" y los 100° 26' 18.03" de Longitud Oeste (figura 4). (INEGI, 1992).

Geológicamente, el área de estudio se ubica dentro de la Provincia Geológica de Coahuila, y en la Subprovincia de la Cuenca de Sabinas (López Ramos, 1980).

Pertenece a la Región Fisiográfica conocida como Provincia de la Sierra Madre Oriental, Subprovincia de las Sierras y Llanuras Coahuilenses, con un sistema de topografía de sierra pliegue. (INEGI, 1986).

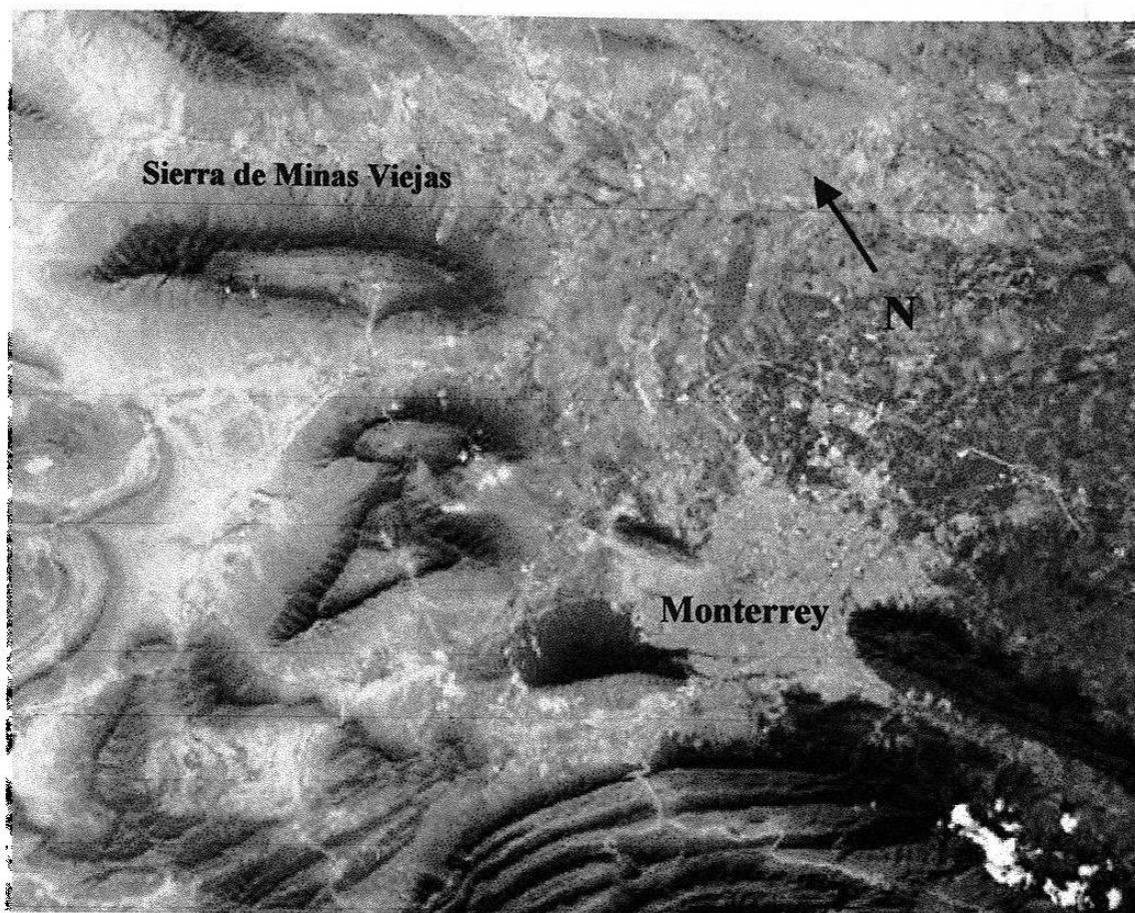


Figura 3: Imagen desde satélite en donde se observa la Sierra de Minas Viejas.

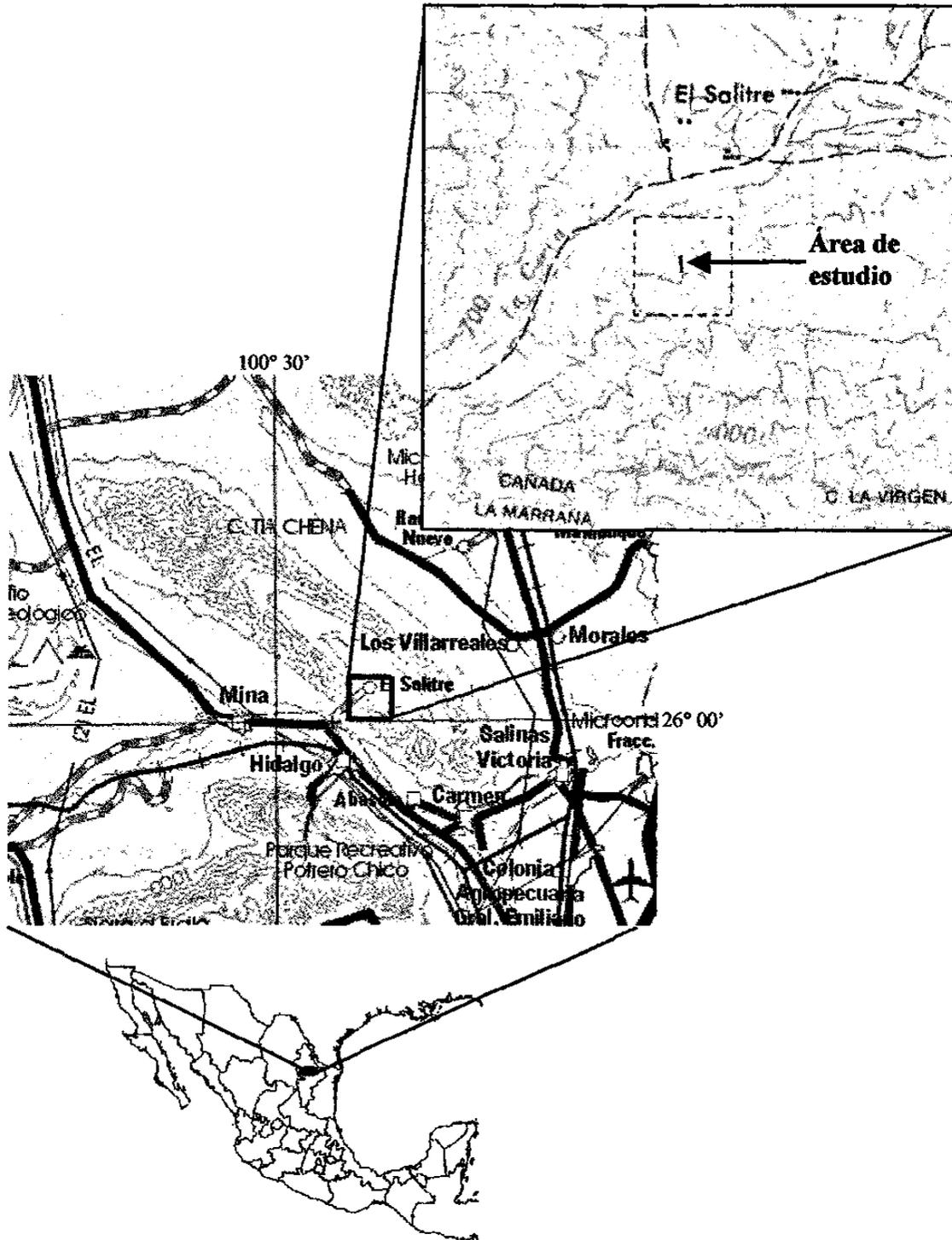


Figura 4: Localización del área de estudio. (Condensado estatal topográfico Nuevo León, INEGI; Carta topográfica INEGI, G14A85)

El clima reportado es seco, semicálido con lluvias en verano. Presenta seis tipos de vegetación, entre los que se encuentran el matorral desértico rosetófilo y matorral submontano. Los suelos predominantes son litosoles y rendzinas con clase textural media, y en algunas regiones predominan las rendzinas. Se encuentra dentro de la región hidrológica Río Bravo (24), dentro de la cuenca Río Bravo - San Juan (B), en las subcuencas Río Salinas - Río Pesquería, con valores de precipitación media anual de 300 - 400 mm. (Secretaría de Desarrollo Urbano y Obras Públicas, 1999).

5.2 Descripción

La Sierra de Minas Viejas es una estructura geológica de tipo braquianticlinal abierto, que presenta en su núcleo evidencias de diapirismo salino. Este proceso fue causado por los impulsos combinados de esfuerzos máximos originados por la tectogénesis Laramídica, y el freno representado por los plutones de la Paleoisla de Coahuila en el oeste y la Península-Archipiélago de Tamaulipas (actualmente la cadena formada por la Sierra de Burro - Picachos y la Sierra de Tamaulipas) en el este.

Esta estructura es ideal para el presente estudio, dado que presenta una secuencia litológica continua que incluye a las formaciones La Casita y Taraises, entre otras. Debido a esto, se eligió esta estructura para desarrollar el análisis lo más completo

posible, al tener una secuencia litológica sin interrupciones aparentes en la secuencia deposicional.

La Formación La Casita es de una edad Kimmeridgiano a Tithoniano (Jurásico Superior) en su localidad tipo (donde fue descrita por primera vez). Fue definida por Imlay (1936). Su localidad tipo corresponde al Cañón La Casita, en General Cepeda, Coahuila. Litológicamente, su parte inferior consiste de areniscas color gris oscuro (amarillento al intemperismo), interestratificadas con lutitas de color gris claro a oscuro. La parte media consiste de estratos delgados de caliza, lutitas color rosa, fisiles (tendencia a romperse en placas), con intercalaciones de láminas de yeso. La parte superior consiste de lutita gris claro a oscuro, con ammonites y nódulos calcáreos, interestratificadas con capas de caliza arcillosa rosa, con ammonites. En cuanto a la sedimentología, las areniscas (en la base de la formación) y lutitas (parte media de la formación) indican una fase transgresiva (avance del mar). Los sedimentos se originaron en aguas cercanas a la costa, las cuales contenían sulfatos de calcio que al precipitarse formaron las láminas de yeso entre las lutitas. (López Ramos, 1980).

La Formación Taraises es de edad Barremiano - Hauteriviano Inferior. Fue también definida por Imlay (1936). La localidad tipo está en el Cañón de Taraises en la Sierra de Parras, Coahuila. Respecto a la litología, la parte inferior consta de caliza color

gris oscuro (gris amarillento al intemperismo), presenta huellas de disolución y vetillas de calcita, con fracturamiento moderado. La parte superior consta de calizas arcillosas delgadas de color negro, interestratificadas con lutitas calcáreas gris claro y calizas ondulares color pardo claro y rojizo al intemperismo. Se considera que el ambiente de depósito debió ser infranerítico. (López Ramos, 1980).

6. METODOLOGÍA

6.1 De Campo:

Se utilizaron fotografías aéreas, mapas geológicos del área y un geoposicionador (GPS), para las determinaciones geográficas del área de estudio.

En campo se realizó un perfil del área de estudio, en donde se ubicaron datos como los números asignados a los estratos, datos de rumbo y echado, ubicación de las formaciones estratigráficas y la posición de las muestras.

Se tomaron datos del espesor de estratos, tipo de estratificación, rumbo y echado de las fracturas, para la posterior elaboración de tablas.

Con una brújula tipo Brunton se tomaron los datos de *rumbo* (orientación de la línea de intersección entre un plano horizontal imaginario y la superficie del estrato) y *echado* (inclinación de los estratos). También se determinaron el rumbo e inclinación de 100 *fracturas o diaclasas* (fisuras de la roca como respuesta a los esfuerzos tectónicos).

Se realizó una toma de muestras de roca en la parte final de la Formación La Casita y la parte basal de la Formación Taraises.

Cada muestra se señaló con una clave, la cual consistió de las iniciales del nombre de la localidad en las letras mayúsculas, seguido del número de muestra; por ejemplo MV-1. En la muestra de roca se marca la orientación de la misma respecto a la base y cima del estrato del cual se obtuvo, esto con un símbolo parecido a una T (la barra horizontal indica la cima del estrato y la vertical la base).

El contacto entre ambas formaciones está determinado por un cambio litológico. Cerca del contacto, ambas formaciones contienen estratos de lutita y caliza, pero en la cima de la Formación La Casita predominan las lutitas margosas, mientras que la base de la Taraises predominan las calizas. Las muestras de roca se tomaron de los estratos de caliza, pues a partir de ellos es posible realizar láminas delgadas para la observación de los calpionélidos.

Los ammonites y fósiles presentes en las calizas se obtuvieron con cincel y martillo. Para extraerlos de las lutitas fue necesario utilizar talache y pala, para eliminar el suelo y roca acarreados por el agua, hasta llegar la roca *in situ*.

Se llevó un estricto control de la posición de los ejemplares en la columna de estratos. Cada ejemplar se señaló con la clave descrita anteriormente para las muestras de roca, especificando además si el estrato es de caliza (C) o lutita (L); por ejemplo MVC1 para el primer estrato de caliza, y MVL1 para el primer estrato de lutita.

Para transportarlos al laboratorio se envolvieron en papel periódico y dentro de una bolsa plástica, marcada con el número del estrato del cual se extrajo.

6.2 De Laboratorio

Se graficó en proyección estereográfica (red de Schmidt), la orientación preferencial de cien fracturas registradas en la localidad. Cada fractura se representa en la red con un punto, que corresponde al eje perpendicular de la fractura. Mediante curvas se delimitan las diferentes densidades de puntos, y se determina así la orientación preferencial de la fracturación. Esto sirve de base para las interpretaciones tectónicas del área.

Se han tomado en cuenta los datos litológicos y estructurales tomados en campo para realizar un mapa geológico, cubriendo un área de 500 x 500 metros, a escala de 1:2,500, en torno a los afloramientos de estudio.

En la localidad de estudio se tomaron datos sobre las características geomorfológicas, estratigráficas y estructurales que permitieron la realización de la columna estratigráfica.

Para la observación de los calcionélidos, se elaboraron cortes de las muestras de roca en el plano perpendicular a la superficie de estratificación, siguiendo la técnica de sección delgada.

Esta técnica se utiliza cuando la roca no se puede disgregar por ser muy dura. Para ello es necesario obtener primeramente del centro de la muestra de roca, un cubo, el cual ya no presenta intemperismo, y de este cubo se obtiene un corte delgado de roca, usando una sierra diamantada y abrasivos, hasta obtener una sección suficientemente delgada para su observación al microscopio compuesto.

A continuación se describen los pasos que se siguieron para obtener cada lámina delgada:

1. En la muestra de roca se marca primeramente las líneas de corte para obtener un cubo del centro de la muestra. Después, la muestra se coloca en la máquina cortadora de rocas, que tiene un disco de aproximadamente .5 cm de grosor, y en cuyo borde tiene una sierra diamantada. Se obtiene un cubo de roca de las mismas dimensiones del portaobjetos petrográfico.

2. Una de las caras del cubo se desbastó con abrasivo grueso Carborundum sobre un disco pulidor, para eliminar las marcas dejadas por la sierra. Posteriormente, se lava con agua para eliminar las partículas del abrasivo grueso, y se termina de pulir con abrasivo fino sobre un vidrio, agregando agua esporádicamente.
3. Con un percutor, se etiqueta el portaobjetos petrográfico con la clave de muestra.
4. El cubo de roca se seca mediante calor, en una parrilla eléctrica especial para este fin.
5. La cara pulida del cubo se adhirió al portaobjetos con pegamento epoxi Hillquist, y se ejerció presión con el fin de eliminar las posibles burbujas de aire y permitir así una mayor adherencia. Se deja por 12 horas en una secadora a la cual se le calibra la temperatura adecuada para acelerar el proceso de secado.
6. La laminilla se coloca en la máquina cortadora de rocas, que tiene un disco con aproximadamente 2 mm de grosor y sierra diamantada, y se corta parte de la roca, dejándola con un espesor de 3 mm aproximadamente.
7. La pieza de roca se adelgaza con abrasivo grueso Carborundum sobre un disco pulidor.

8. El corte se reducirá con el abrasivo fino hasta que al observar al microscopio compuesto, se puedan distinguir los microfósiles.

Se realizaron análisis micropaleontológico y microfacial de las secciones delgadas procedentes de dichas formaciones. Para la determinación específica de los microfósiles, se siguieron los criterios de Bonet (1956); Trejo (1960, 1980); Remane (1963, 1985, 1986); Bolli (1978); Alleman, Catalano, Fares y Remane (1971); y Catalano y Liguori (1971). En relación con la caracterización de microfacies se siguieron los criterios de Folk (1962) y Dunham (1962).

Los ammonites se prepararon para la observación de sus características diagnósticas, las cuales permitieron la identificación de las especies. Para la determinación taxonómica se utilizaron los criterios de Moore (1964) e Imlay (1938). Fueron enviados para su corroboración taxonómica al Dr. Wolfgang Stinnesbeck del Instituto de Paleontología de la Universidad de Karlsruhe, Alemania.

Una vez obtenida la información taxonómica y de microfacies, se infirieron las edades geológicas y ambientes de depósito (paleoambientes) correspondientes a la localidad de estudio.

Se utilizó el coeficiente cualitativo de Sorensen para conocer la similitud entre las especies de calpionélidos así como entre los géneros de ammonites encontrados en la localidad de Minas Viejas, con respecto a los reportados en otras dos localidades: La Huasteca (Santa Catarina, Nuevo León) y Puerto Piñones (a 36 Km al sur de Saltillo, Coahuila).