

03060



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MEXICO**

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PETROLOGIA Y GEOQUIMICA ISOTOPICA DE LA
SECUENCIA CALCAREA DE LA SIERRA DE MANANTLAN,
COLIMA - JALISCO, MEXICO.

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
(GEOQUIMICA Y PETROLOGIA)
P R E S E N T A
SALVADOR SANCHEZ MARTINEZ

TUTOR: DR. ANTONI CAMPRUBI I CANO

2004



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

023

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES Y ENSEÑANZA DE QUÍMICA
CARRERA DE QUÍMICA
CARRERA DE QUÍMICA

Dedicatoria

A mi madre Celia Martínez por su amor y comprensión que me ayudaron en cada instante a lograr hoy este objetivo.

A mi padre Ismael Sánchez por su amor y por enseñarme a luchar por mis sueños.

A mis hermanos Maribel, Martín, Patricia y Ramón por darme un lugar dentro de sus preocupaciones y porque son parte de mí.

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.
NOMBRE: Salvador Sánchez Martínez
FECHA: 15- octubre- 2004
FIRMA: Salvador Sánchez

Agradecimientos

Al Dr. Antoni Camprubí i Cano por su apoyo incondicional en la dirección del presente trabajo y sus acertadas observaciones durante el desarrollo del mismo.

A los Drs. Elena Centeno García, Ricardo Barragán Manzo, Dante Jaime Moran Zenteno y Pedro Morales Puente, por sus valiosas observaciones y comentarios, así como por su apoyo durante la revisión de esta tesis.

A Edgar Angeles, Laura Rosales, Araceli Zamora, Osbaldo Zamora, Pedro Arredondo, Ciro Diaz, Carlos Ortega, Elisa Fitz, Miguel Morales, Gabriel Vazquez, Fermín Morales (†), Elia Escobar, Nancy Rodríguez, Oscar Dávalos, Alberto Gomez por compartir durante este tiempo alegrías, tristezas y sueños, por acompañarme a campo y por brindarme su amistad.

Al Instituto de Geología y el Centro de Geociencias por facilitarme el uso de sus instalaciones y el uso de sus recursos durante el desarrollo de este trabajo.

A los integrantes del Laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables del Instituto de Geología, UNAM, Edith Cienfuegos Alvarado, Caridad Hernández Bernal, Francisco Javier Otero Trujano, Rafael Puente Martínez por la preparación de muestras para análisis isotópico y el mantenimiento del equipo.

A Rosario Flores, Francisco Montaña y Benjamín Ruiz por su disposición y ayuda en el área de computo.

Al Sres. Juan Tomás Vázquez y Diego Aparicio por asesoría en la preparación de láminas delgadas.

A Lourdes Omaña y Carmen Rosales por la ayuda en la identificación de la microfauna presente en las rocas.

Al Consorcio Minero Benito Juárez-Peña Colorada S.A. de C.V. por el apoyo y facilidades para el desarrollo de este trabajo.

Al Proyecto DGAPA IN117800 "Yacimiento de Hierro en Colima - Michoacán: origen, evolución tectonomagmática y nuevos criterios de exploración" por la beca y apoyo en los viajes de campo.

Al proyecto CONACYT G35442-T "Desarrollo en México de Nuevas Metodologías en Isótopos Estables aplicadas al estudio de Depósitos Minerales, Vulcanismo, Sistemas Hidrotermales, Hidrología Ecológica y Biogeoquímica Acuática" por el apoyo de los análisis isotópicos

A Alberto Cortes y familia por su hospitalidad brindada durante el desarrollo de trabajo de campo.

INDICE.....	i-vi
Resumen.....	1
Introducción.....	3
1.- Generalidades.....	5
1.1 Objetivos y metodología.....	5
1.1.1 Objetivos.....	5
1.1.2 Método de trabajo.....	6
1.2 Localización del área.....	7
1.2.1 Vías de acceso.....	7
1.3 Clima.....	7
1.4 Fisiografía.....	8
2.- Marco geológico y trabajos previos.....	10
2.1 Trabajos previos sobre la sucesión calcárea de Colima.....	10
2.2 Marco geológico.....	12
2.2.1 Pre-Cretácico.....	14
2.2.2 Cretácico Inferior.....	14
2.2.3 Cretácico Medio.....	15
2.2.3 Cretácico Superior Continental.....	18
2.2.5 Cretácico Tardío - Terciario Temprano.....	18
2.2.6 Paleógeno.....	19
2.2.7 Neogéno.....	19
2.2.8 Cuaternario.....	20
2.2.9 Estructuras Regionales.....	20

3	Litoestratigrafía; facies y paleoambientes.....	22
3.1	Estratigrafía de la Sierra de Manantlán.....	23
3.2	Criterios para la interpretación paleoambiental.....	30
3.2.1	Facies 1. Dolomía.....	34
3.2.2	Facies 2. <i>Bindstone</i>	35
3.2.3	Facies 3. <i>Mudstone-wackestone</i> bioclástico.....	36
3.2.4	Facies 4. <i>Wackestone-packestone</i> bioclástico.....	38
3.2.5	Facies 5. <i>Packstone-grainstone</i> de miliólidos.....	39
3.2.6	Facies 6. <i>Rudstone-packestone</i> bioclástico.....	41
3.2.7	Facies 7. <i>Grainstone</i> peloidal.....	42
3.2.8	Facies 8 y 9.....	44
3.3	Estructuras.....	45
3.3.1	Pliegues.....	45
3.3.2	Fallas Normales.....	45
4	Geoquímica de Isótopos Estables de Oxígeno y Carbono en carbonatos.....	47
4.1	Fraccionamiento Isotópico.....	47
4.2	Valor Delta.....	48
4.3	Estándares.....	49
4.4	Oxígeno.....	50
4.5	Significado Paleogeográfico.....	51
4.6	Carbono.....	52
4.7	Causas de las fluctuaciones del $\delta^{13}\text{C}$	53
4.8	Ambientes Diagenéticos.....	54
4.8.1	Diagénesis Marina.....	55
4.8.2	Diagénesis Meteórica.....	55

4.8.3 Diagénesis por Sepultamiento.....	56
---	----

5 Geoquímica Isotópica de Isótopos Estables de oxígeno y carbono en las Rocas Carbonatadas de la Sierra de Manantlán.....57

5.1 Muestreo y Métodos analíticos.....	57
--	----

5.2 Resultados.....	58
---------------------	----

5.3 Efectos de la diagénesis en la firma isotópica.....	59
---	----

5.4 Significado los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$	64
--	----

6 Geoquímica Isotópica de oxígeno y carbono en Rocas Carbonatadas de Peña Colorada.....65

6.1 Muestreo y Métodos Analíticos.....	68
--	----

6.2 Resultados.....	68
---------------------	----

6.3 Discusión.....	73
--------------------	----

7 Conclusiones.....	77
----------------------------	-----------

8 Investigaciones a futuro.....	79
--	-----------

9 Bibliografía.....	80
----------------------------	-----------

INDICE DE FIGURAS Y TABLAS.

Fig. 1 Mapa de localización del área de estudio, ubicada al NW de la Ciudad de Colima.....	9
Fig. 2 Mapa de Terrenos Tectonoestratigráficos donde se encuentra ubicada la Sierra de Manantlán (modificado de Campa y Coney, 1983).....	10
Fig. 3 Mapa geológico regional (modificado de COREMI; 1994).....	13
Fig. 4 Columna estratigráfica regional para el área de la Sierra de Manantlán (modificada de COREMI, 1994).....	17
Fig. 5 Patrón de plegamiento y fallamiento de la región suroccidental de México (Velez, 1990).....	21
Fig. 6 Columna Estratigráfica de la Secuencia Calcárea de la Sierra de Manantlán.....	apéndice
Fig. 7 Mapa Geológico de la Secuencia Calcárea de la Sierra de Manantlán.....	apéndice
Fig. 8 Caliza totalmente reemplazada por dolomita.....	24
Fig. 9 <i>Mudstone</i> se caracteriza por presentar mucha bioturbación rellena por arenas y limos.....	25
Fig. 10 <i>Wackestone</i> intercalado con bancos de ostreas.....	26
Fig. 11 <i>Rudstone</i> constituido por fragmentos de caliza y fósiles.....	27
Fig. 12 Contacto concordante y transicional entre las calizas y la secuencia de areniscas, lutitas, limolitas y conglomerados.....	28
Fig. 13 Conglomerado calcáreo constituido principalmente por fragmentos de calizas.....	29
Fig. 14 Rangos de salinidad de componentes de caliza (Flugel, 1982).....	30
Fig. 15 Características de los ambientes carbonatados (Reedmann y Friedman, 1982, in Ulises, 1999).....	31

Fig. 16 Litofacies, asociación de facies, dominio y modelo sedimentario sugerido por la interpretación ambiental de las texturas deposicionales.....	33
Fig. 17 Fotomicrografía de una caliza totalmente reemplazada por dolomita.....	32
Fig. 18 Fotomicrografía de un <i>bindstone</i> compuesto de laminaciones que consisten de capas de micrita y esparita.....	34
Fig. 19 Fotomicrografía de un <i>mudstone</i> que contiene un foraminífero bentónico y óxidos de Fe.....	37
Fig. 20 Fotomicrografía de un <i>wackestone</i> constituido de miliólidos, peloides y fragmentos de equinodermos.....	39
Fig. 21 Fotomicrografía de un <i>packstone</i> constituido principalmente de miliólidos con las cámaras rellenas de esparita.....	40
Fig. 22 Fotomicrografía de un <i>rudstone</i> presenta un fragmento de molusco recristalizado relleno con esparita en agujas y con escasos peloides.....	42
Fig. 23 Fotomicrografía de un <i>grainstone</i> constituido principalmente por peloides, cortado por vetillas de calcita y estilolitas rellenas de óxidos de Fe.....	44
Fig. 24 Estereograma de la concentración de polos de la estratificación definen con una dirección y busamiento al NE pliegue.....	46
Fig. 25 Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son en por mil de las calizas y vetas tardías de calcita de la Sierra de Manantlán.....	59
Fig. 26 Variaciones de los isótopos de carbono y oxígeno de la secuencia calcárea de la Sierra de Manantlán. Los valores promedio de $\delta^{13}\text{C}$ es 3.54 ‰ ($\sigma_1 = 0.94$) y de $\delta^{18}\text{O}$ es 24.72 ‰ ($\sigma_2 = 1.34$).....	apéndice
Tabla 1 Composición isotópica de oxígeno y carbono de las calizas de la Sierra de Manantlán.....	60
Tabla 2 Composición isotópica de oxígeno y carbono de las vetas tardías de calcita de la Sierra de Manantlán.....	63
Fig. 27 Sección geológica (sin escala) en la que se muestra la posición de las calizas del depósito de Peña Colorada y de la Sierra de Manantlán; la línea de la sección se ubica en el mapa de la Figura 3.....	66

Fig. 28 Corte geológico de la Mina de Peña Colorada. Debido a que la zona de la Chula no se encuentra en el mismo plano que la de Chinforinazo y la Primorosa, se han considerado los dos cortes independientemente, indicando la diferencia de cota topográfica entre la superficie de dichas zonas. Puesto que en la zona de Chinforinazo no aparece la sección completa de la brecha polimíctica, y que su orientación aproximada es parecida a la del corte, se detalla su estructura aparte según la posición de la misma. El grosor de los diques de aplita y andesita, de la brecha polimíctica, y de las skarnificaciones de contacto, están exagerados, a efectos de legibilidad del corte. El grosor de estos cuerpos es de hasta 3 m en los diques, entre 5 y 30 m en la brecha polimíctica (de la parte basal a la superior), y de hasta 50 cm como máximo en las skarnificaciones del contacto entre el cuerpo principal y las calizas. Clave: Cc = calcita, Mgt = magnetita, Ep = epidota, Ze = zeolitas, Fk= fesdespato potásico, Chl = clorita, Qz = cuarzo, Ap = apatita, Px = piroxenos, Sc = sericita, Cd = calcedonia (Trilla *et al.*, 2003)67

Fig. 29 Depósito de Peña Colorada se muestra el cuerpo masivo de Fe en explotación.....68

Fig. 30 Contacto entre el cuerpo masivo de Fe y las calizas marmolizadas.....69

Tabla 3 Composición isotópica de las calizas marmolizadas del área de Peña Colorada.....70

Fig. 31 Valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son en por mil de las calizas de la Sierra de Manantlán y el Depósito de Peña Colorada.....71

Fig. 32 Valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las calizas marmolizadas a lo largo de tres transectos detallados a partir del contacto con el cuerpo masivo de Fe. Los valores promedio de $\delta^{13}\text{C}$ es 3.54 ‰ ($\sigma_1 = 0.94$) y de $\delta^{18}\text{O}$ es 24.72 ‰ ($\sigma_2 = 1.34$) obtenidos de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la Sierra de Manantlán.....72

RESUMEN.

La cuenca Colima-Jalisco se caracteriza por presentar una sucesión volcanosedimentaria de edad Cretácica, constituida de calizas, margas, limolitas, areniscas, lutitas, conglomerados, niveles evaporíticos, flujos andesíticos, flujos piroclásticos riolíticos, esporádicas capas o secuencias carbonatadas arrecifales con abundantes bivalvos y rudistas, que sobreyacen a un basamento constituido por materiales de fondo oceánico de edad Triásica muy deformados. Estos materiales están intrusionados por granitoides entre ellos el batolito de Manzanillo, de composición granodiorítica.

En el presente trabajo, se ha estudiado la sección de la Cuenca Colima-Jalisco de la Sierra de Manantlán, constituida principalmente de calizas, para llevar a cabo una caracterización petrológica de las facies carbonatadas, incluyendo la caracterización de los ambientes deposicionales e isotópica (O-C). Al mismo tiempo se evaluó la posibilidad del uso en la exploración de depósitos minerales tipo skarn o similares al de Peña Colorada (posible tipo IOCG) en la zona de Colima y Jalisco, mediante halos isotópicos.

La Sierra de Manantlán se localiza en la porción noroccidental del estado de Colima, en los límites con el estado de Jalisco, dentro de los municipios de Minatitlán y Comala.

Mediante un análisis detallado de la serie carbonatada de la Sierra de Manantlán se definieron 9 facies que se agruparon en asociaciones de facies. La facies 1 es representada por un cuerpo potente de caliza totalmente reemplazada por dolomita, formado por la diagénesis por sepultamiento. Los depósitos de la facies 2 están representados por carpetas de algas, sugieren depósito en el ambiente de planicie de mareas. Las facies 3 y 4 están representadas por texturas soportadas por lodo mostrando una baja diversidad de fósiles, sugiriendo depósito en condiciones restringidas de intermarea. Las

facies 5, 6, y 7 (lodo a grano soportado) contienen una alta diversidad de fósiles. Esto sugiere el depósito de estas rocas en un ambiente de plataforma en condiciones semiabiertas, caracterizado por circulación activa, salinidad marina normal y buena oxigenación. Finalmente las facies 8 y 9 están representadas por una intercalación de areniscas, lutitas, limolitas, y conglomerados.

La textura, la microfauna presente y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ indican que la secuencia calcárea se depositó en un ambiente de plataforma somera, como facies lagunales, en condiciones restringidas. Por otro lado, la presencia de vetas de calcita, estilolitas rellenas de dolomita y valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ indican que la secuencia calcárea fue afectada por diagénesis de sepultamiento.

Las composiciones isotópicas de las calizas huésped alrededor del depósito de Peña Colorada sugieren un empobrecimiento gradual en ^{13}C y ^{18}O en las proximidades del yacimiento. El intercambio isotópico en oxígeno entre el fluido hidrotermal y las calizas produjo un fuerte empobrecimiento en ^{18}O relativo al fondo regional de las composiciones de las calizas, anomalía que se extiende varias decenas de metros a partir del contacto con el cuerpo de Fe. El empobrecimiento en ^{13}C es mucho más restringido, extendiéndose a menos de 3 m a partir del contacto con el cuerpo mineralizado.

La aplicación de las anomalías isotópicas en la exploración regional de este tipo de yacimiento puede ser útil para identificar áreas de rocas carbonatadas que han sido afectadas por alteración hidrotermal cercanos a este tipo de depósito.

INTRODUCCIÓN.

El propósito de este trabajo es la caracterización petrológica e isotópica de la serie de rocas carbonatadas que constituyen la Sierra de Manantlán, que aflora en la región norte del estado de Colima y en la región sur del estado de Jalisco y comparar los resultados de los análisis de isótopos de carbono y oxígeno con aquellos obtenidos las calizas marmolizadas que afloran en el yacimiento de Fe de Peña Colorada. Todo ello, además de determinar las facies y ambientes de depósito y sus variaciones a lo largo de la columna estratigráfica de dicha Sierra. Este trabajo partió de una cartografía geológica a detalle, el análisis de facies y el análisis de isótopos de oxígeno y carbono. Como los trabajos geológicos previos llevados a cabo dentro del área de estudio han sido con fines de exploración minera, petrolera, y metalogenéticos, no se había realizado un estudio detallado de las características petrológicas e isotópicas de dichas rocas.

La composición isotópica de oxígeno y carbono de carbonatos marinos someros se caracteriza por altas tasas de sedimentación que proveen registros paleoclimáticos de alta resolución. La variación de $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos marinos reflejan cambios paleoclimáticos, como la paleotemperatura y volumen de hielo en los casquetes polares. Las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ reflejan cambios en la productividad orgánica del océano, circulación del carbono y el reservorio de carbono en la superficie terrestre (Hoefs, 1997).

La alteración hidrotermal en rocas silicatadas produce valores de $\delta^{18}\text{O}$ más bajos que los de la roca encajonante original. Esta variación en ^{18}O se da cuando se producen reacciones de intercambio isotópico entre fluidos hidrotermales con valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ y rocas huésped que tienen altos

valores de $\delta^{18}\text{O}$, causando un progresivo aumento de ^{18}O en el fluido hidrotermal y una disminución en la roca madre de la cantidad relativa de ^{18}O . La presencia de halos similares en rocas carbonatadas huésped no ha sido investigada ampliamente, aunque hay evidencias que sugieren que están presentes. Engel *et al.* (1958) reportó halos de isótopos de oxígeno en rocas carbonatadas alrededor de depósitos de chimenea-manto Pb-Zn-Cu-Ag y sugiere que estos halos se formaron por la convección a gran escala de aguas meteóricas alrededor de estos depósitos. Nesbitt (1996) revisó la naturaleza y extensión de las anomalías de isótopos de oxígeno-carbono en rocas carbonatadas circundantes de los depósitos hidrotermales y confirmó que en algunos casos los halos pueden ser grandes.

En este estudio se colectaron muestras en tres transectos a partir del contacto del cuerpo mineralizado, mientras que otras muestras se recolectaron en diferentes afloramientos del yacimiento. Esto se llevo a cabo para determinar la magnitud y extensión de la alteración de la composición isotópica de oxígeno y carbono de las rocas carbonatadas del yacimiento de Peña Colorada respecto a la comparación del fondo regional, obtenido igualmente en este estudio. La utilidad de las anomalías isotópicas para la exploración de depósitos tipo Skarn o IOCG, por ejemplo, requiere que dichas anomalías sean lo suficiente extensas arealmente, para ser detectadas en estudios regionales.

1 GENERALIDADES.

1.1 OBJETIVOS Y METODOLOGIA.

1.1.1 Objetivos.

Este proyecto se enfoca a determinar características petrológicas y ambientales de la columna estratigráfica de la Sierra de Manantlán y determinación valores de isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo de dicha columna. Esto con el objetivo central de determinar la relación entre la petrología, los ambientes de depósito y las razones isotópicas. Así como utilizar dichos datos como trasfondo con el objetivo de determinar si existen anomalías isotópicas considerables relacionadas a los yacimientos de hierro para utilizarlas como técnica de exploración minera.

Los objetivos particulares planteados para la realización de este trabajo son los siguientes:

- a) Caracterizar petrográficamente las rocas y definir las facies de las unidades estudiadas a lo largo de una sección que cruza la Sierra de Manantlán.
- b) Establecer las subdivisiones mayores de facies.
- c) Interpretar cada facies en términos de ambientes y/o subambientes de depósito.
- d) Caracterizar las unidades estudiadas por medio de la geoquímica isotópica de oxígeno y carbono, y determinar las variaciones de los cambios isotópicos a lo largo de la columna estudiada.
- e) Caracterizar las rocas carbonatadas del yacimiento de Fe de Peña Colorada.
- g) Indagar sobre la influencia posible de la mineralización en la firma isotópica observada.

1.1.2 Método de trabajo.

El trabajo consistió de cuatro etapas:

- a) Recopilación de la información general y local sobre la zona y el tema de estudio en el Consejo de Recursos Minerales, de artículos técnicos y científicos, informes técnicos inéditos, cartas y mapas geológicos, y tesis entre otros.
- b) Trabajo de campo, que comprendió una primera salida de reconocimiento al área de estudio en donde se decidió la porción a trabajar, cuya estratigrafía se levantaría a detalle, eligiéndose la Sierra de Manantlan en donde se encontraron los mejores afloramientos y la secuencia más completa. Se utilizó un mapa a escala 1:12 000. Durante el posterior desarrollo de la cartografía, se fueron tomando muestras para petrografía y geoquímica de isótopos estables, levantando la columna a detalle, registrando las variaciones texturales y sedimentológicas de las rocas. Se recolectaron muestras a lo largo de tres secciones perpendiculares a las vetas de Fe de la mina de Peña Colorada.
- c) Trabajo de gabinete. Se realizó la petrografía microscópica de secciones delgadas para seleccionar las muestras para realizar los análisis geoquímicos. Se prepararon las muestras para geoquímica, y se envasaron correctamente para su análisis en el laboratorio de isótopos estables del Instituto de Geología, analizándose los isótopos de oxígeno y carbono en el espectrómetro de masas del mismo laboratorio. Los resultados geoquímicos fueron analizados empleándose diagramas para determinar la relación isotópica de oxígeno y carbono, y sus variaciones espaciales y temporales.
- d) Análisis de la información: por último se integró e interpretó la información de campo, petrográficas y geoquímicas, a fin de establecer el origen ambiental

de las facies estudiadas e interpretar los datos isotópicos de carbono y oxígeno.

1.2 Localización del área.

La Sierra de Manantlán se localiza en la porción noroccidental del estado de Colima, en los límites con el estado de Jalisco, dentro de los municipios de Minatitlán y Comala; dista 7 Km de la población de Minatitlán y 50 Km de Manzanillo, así como 64 Km de Colima (Fig. 1).

El área de estudio queda comprendida dentro de las siguientes coordenadas geográficas:

19° 20' y 19° 30' de Latitud Norte

103° 50' y 104° 00' de Longitud Oeste.

1.2.1 Vías de acceso.

Existen dos vías de acceso a la Sierra de Manantlán, siendo transitables en cualquier época del año.

Partiendo de la ciudad de Colima, tomando la carretera Colima-Minatitlán, a la altura del Poblado de Juluapan, se toma el camino de terracería hacia el poblado de Campo Cuatro.

Siguiendo la carretera Colima-Minatitlán, en la altura del Poblado de Rastrojitos, se toma una terracería hacia el Terrero.

1.3 Clima.

Los climas dominantes en la zona de estudio son el templado y el semifrío. El clima templado tiene una temperatura media anual de 18 °C y una precipitación pluvial media anual de 120 milímetros, que se presentan en áreas restringidas de los municipios de Cuauhtémoc y Minatitlán. El clima semifrío se caracteriza por presentar una temperatura media anual de 5 a 12 °C y una

precipitación pluvial media anual de 1 350 milímetros el cual se presenta en el volcán de Colima, en el municipio de Minatitlán y Cuauhtémoc (COREMI, 1994).

1.4 Fisiografía.

De acuerdo con la clasificación de las provincias fisiográficas de la Republica Mexicana (COREMI, 1994), la zona de estudio pertenece a la provincia de la Sierra Madre del Sur y a la provincia del Eje Neovolcánico porción Sur.

La Provincia de la Sierra Madre del Sur ocupa la parte centro-occidental del estado; colinda al noroeste con Jalisco, al sur con el Océano Pacífico y al norte con el Eje Neovolcánico. Está subdividida en dos subprovincias denominadas subprovincia de las Sierras de la Costa de Jalisco y Colima y subprovincia de la Cordillera Costera del Sur.

La subprovincia de las sierras de la Costa de Jalisco y Colima es la más grande y se caracteriza por presentar un sistema montañoso que alcanza alturas hasta de 2,560 msnm, en el cerro Grande al norte de la entidad. Las topofomas son planicie costera, lomeríos, valles, cañones y sierras escarpadas, orientadas al norte y oeste que constituyen las serranías occidentales de Colima.

La subprovincia de la Cordillera Costera del sur abarca la porción centro-oriental del territorio y se caracteriza por presentar un sistema de topofomas de sierras escarpadas paralelas y valles intermontanos, con orientación norte-sur y norte-oeste. Las elevaciones de este sistema accidentado son de 300 a 1200 msnm, con el cual forman las serranías orientales de Colima.

La provincia del Eje Neovolcánico se localiza al norte-oriental del estado, y colinda al occidente y sur con la Sierra Madre del Sur; cuenta con una subprovincia denominada subprovincia Volcanes de Colima, y se caracteriza por presentar una topografía de valle en la porción sur y abrupta en el volcán de Colima (3800 msnm) (COREMI, 1994).

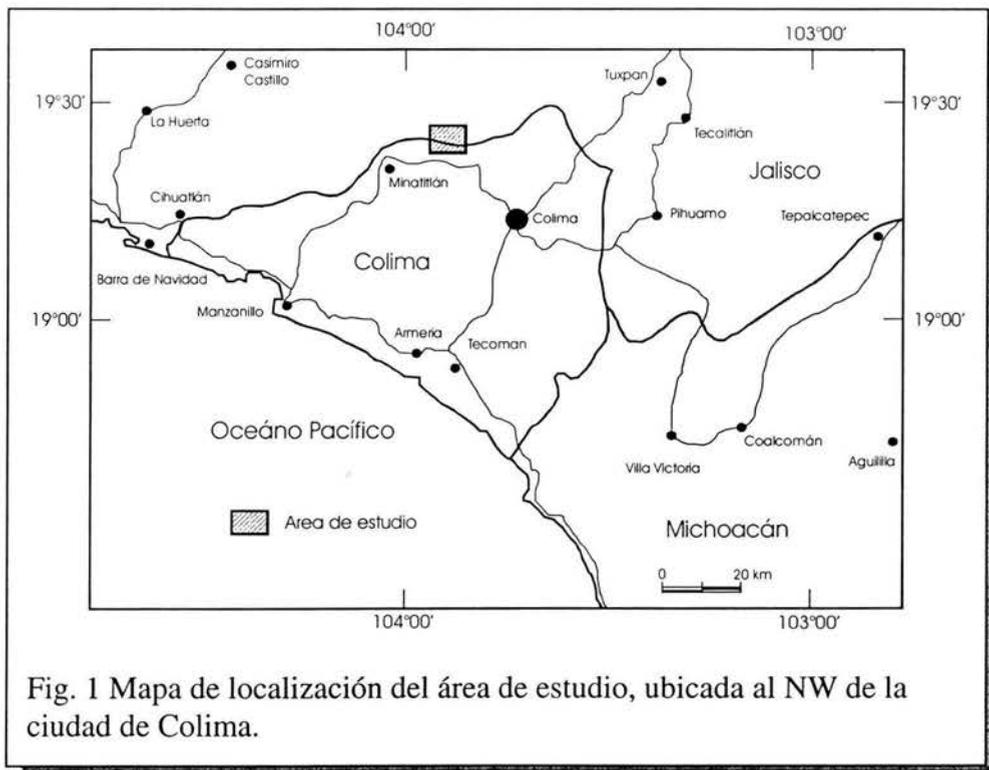


Fig. 1 Mapa de localización del área de estudio, ubicada al NW de la ciudad de Colima.

2 MARCO GEOLÓGICO Y TRABAJOS PREVIOS.

2.1 Trabajos previos sobre la sucesión calcárea de Colima.

Pimentel (1980, en Corona, 2000) describe una sucesión constituida por bancos calcáreos en capas gruesas y masivas intercalada con calizas arcillosas con abundante macrofauna, escasas lutitas y calizas areno-arcillosas y areniscas (Fm. Tepalcatepec), de edad Albiano-Cenomaniano.

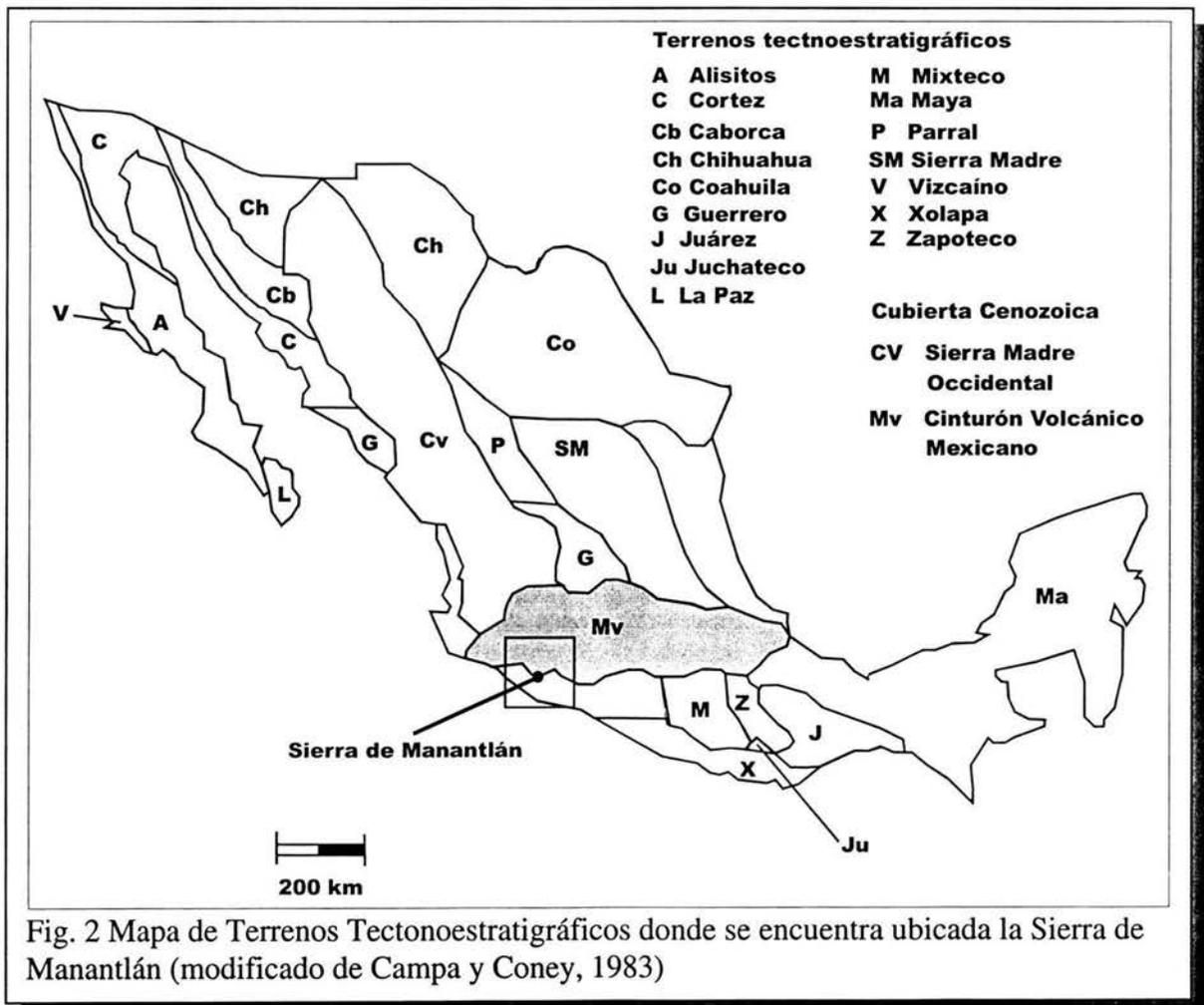
Pantoja-Alor y Estrada (1986) incluyen los depósitos de calizas que forman la Sierra de Manantlán, ubicada al NW de la Ciudad de Colima y los agrupa dentro de la Fm. Madrid.

Alva (1991) describe una sucesión de calizas, calizas arcillosas, areniscas calcáreas, tobas, areniscas conglomeráticas y conglomerados, que son intrusionadas por dioritas, diabasas y diques aplíticos, y cubierta por escasos derrames andesíticos, riolitas y piroclastos (Fm. Tepalcatepec). En algunos sitios las calizas están silicificadas y epidotizadas. Estas rocas se depositaron en el Albiano-Cenomaniano dando lugar a una secuencia calcárea de edad Turoniana que aflora al sur de Jalisco y Colima. Las calizas del Albiano-Cenomaniano son correlacionables con la parte inferior de la Fm. Morelos que aflora en los estados de Guerrero, Morelos y Michoacán. La caliza del Turoniano se correlaciona con la caliza Petlalcingo Superior.

COREMI (1994) asigna dichas rocas a la Fm. Morelos y las divide en dos miembros: miembro inferior y miembro superior. La litología consiste en calizas y dolomías masivas arrecifales en estratos gruesos para el miembro superior y de cuerpos de yeso y anhidrita para el miembro inferior. Aflora en la cuenca de Colima, centro del estado, en un área de 390 km². En algunas localidades tiene un espesor de 1300m como en Cerro Grande y Cerro

Alcomún. Por sus características microfaunísticas se ha considerado esta unidad de ambiente arrecifal.

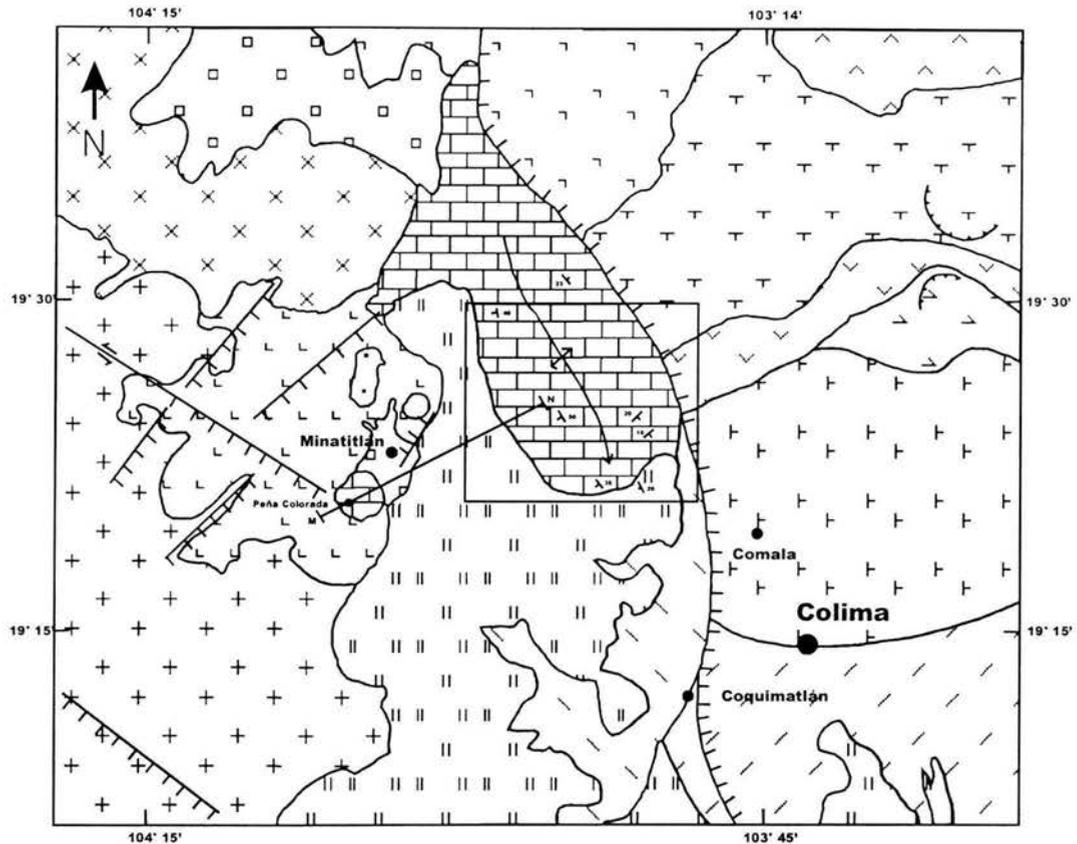
Corona (2000) describe una unidad en el yacimiento de Peña Colorada consiste de capas gruesas (40 cm) de caliza silicificada, muy compacta de color gris oscuro; hacia la cima el espesor de las capas se reduce y se presentan intercalaciones delgadas de caliza arcillosa. Esta unidad se considera parte de la Fm. Tepalcatepec y se correlaciona con la Fm. Morelos que aflora en los Estados de Morelos y Guerrero.



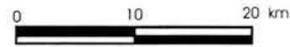
2.2 MARCO GEOLOGICO.

México se ha subdividido en varios Terrenos tectonoestratigráficos (Campa and Coney, 1983). Bajo este contexto, la zona de estudio pertenece al Terreno Guerrero que constituye la parte oeste de México, es uno de los terrenos más grandes de la Cordillera de Norteamérica, y se caracteriza por una secuencia volcanosedimentaria del Jurásico Superior – Cretácico Inferior descansa discordantemente sobre rocas Triásicas previamente deformadas (Fig. 2). Este terreno ha sido subdividido y la zona de estudio se localiza en el Subterreno Zihuatanejo. Según Centeno *et al.* (1993), los valores iniciales de ϵ_{Nd} (+9.3) y tierras raras de las lavas almohadilladas del Complejo Arteaga son característicos de los basaltos de dorsal centro-oceánica (MORB). Por otra parte, los valores iniciales ϵ_{Nd} y el enriquecimiento en tierras raras ligeras de las rocas sedimentarias del Complejo Arteaga indican procedencia continental de los sedimentos. La secuencia volcanosedimentaria tiene valores iniciales ϵ_{Nd} (+7.9 a +3.9) y patrones similares de tierras raras de los arcos de isla intraoceánicos. Estos datos indican la evolución del terreno Guerrero a partir de una etapa temprana pre-Cretácica (?) de una corteza oceánica que recibía sedimentos de origen continental, y una etapa de desarrollo de un arco de islas, durante el Cretácico. Las firmas isotópicas de corteza oceánica y continental del Complejo Arteaga difieren de otros terrenos de la Cordillera Oeste de Norteamérica, con afinidad netamente oceánica. Sin embargo, el arco Jurásico (?) – Cretácico geoquímicamente representa la incorporación de material juvenil para la Cordillera Oeste de Norteamérica (Centeno *et al.*, 1993).

A continuación se describe la estratigrafía del Subterreno Zihuatanejo.



Área de estudio



LEYENDA

- | | | | |
|--|--|--|------------------------------|
| | Aluvión | | Sucesión Volcanosedimentaria |
| | Depósitos de avalancha de escombros 7040 años | | Granito |
| | Depósitos fluviolacustres | | Granodiorita |
| | Lavas, flujos piroclásticos y material de caída del Nevado de Colima | | Diorita |
| | Lavas y brechas andesíticas pre-caldera del Volcán de Colima | | Sienita |
| | Lavas y brechas andesíticas post-caldera del Volcán de Colima | | Falla normal |
| | Avalancha de escombros volcánicos del antiguo paleofuego | | Caldera |
| | Lavas andesíticas del Volcán El Cantaro | | Falla lateral |
| | Depósitos de lahares y fluviolahares | | Estratificación |
| | Calizas masivas | | Contacto geológico |
| | | | Anticlinal buzante |

Fig. 3 Mapa geológico regional (modificado de COREMI, 1994).

2.2.1 Pre-Cretácico.

Aunque no aflora el basamento en el área de estudio, se infiere que pudiera estar constituido por las rocas del Complejo Arteaga, y está constituido por una alternancia de lutitas negras, areniscas cuarcíticas y algunos paquetes delgados de pedernal. Presenta lavas almohadilladas, pedernales de color verde claro, delgadas capas de calizas alternadas con tobas y también incluye cuerpos gabroicos. La asociación litológica sugiere un ambiente marino profundo de piso oceánico. El complejo está intensamente deformado y en partes presenta metamorfismo en facies de esquisto verde o más bajas (Centeno *et al.*, 1993). Se le ha asignado una edad del Triásico Medio y Tardío en base a radiolaritas (Campa *et al.*, 1982). La deformación y metamorfismo del Complejo Arteaga ocurrió en el Jurásico, según fechamientos por K/Ar de rocas graníticas que la intrusieron y rocas sedimentarias (Fig. 3 y 4) (Grajales y López, 1983; Centeno *et al.*, 1993).

2.2.2 Cretácico Inferior.

La estratigrafía de las rocas del arco Jurásico-Cretácico presentan variaciones regionales. En la región de Colima no afloran rocas del Jurásico. Las rocas más antiguas son del Kimmeridgiano y comprenden una sucesión constituida de lutitas negras, calizas arcillosas con intercalaciones de andesitas y de tobas de color negro, con intercalaciones de areniscas de color pardo con abundante macrofauna marina, con una potencia media de 1500 metros (Fm. Alberca) (Pimentel, 1980 en Corona, 2000). Esta aflora en la ranchería La Alberca, a 20 km al norte de Contla, y al noreste de Tepames, en Jalisco. Su contacto inferior no está expuesto. Se le asigna una edad Berriasiano-Hauteriviano en base al contenido faunístico. El ambiente de depósito es el

correspondiente a facies marinas asociadas a un arco magmático (Pimentel, 1980 en Corona, 2000).

A esta formación la cubre concordantemente una sucesión de rocas volcánicas continentales constituida por tobas, areniscas volcánicas, conglomerados volcánicos, tobas líticas, derrames andesíticos e intercalaciones aisladas de limolitas (Fm. Tecalitlán). Su espesor varía de 1200 a más de 2000 metros. Esta sucesión se encuentra ampliamente distribuida al occidente y Sureste de Tecalitlán. Se le ha asignado una edad Barremiano-Aptiano en base a su fechamientos y posición estratigráfica (Pantoja y Estrada, 1986).

2.2.3 Cretácico Medio.

Las rocas de esta edad forman una sucesión calcárea, constituida principalmente por bancos calcáreos en capas gruesas y masivas, de tipo mudstone y wackestone de pellets y miliólidos de color gris claro a oscuro, con abundantes bancos de rudistas e intercalaciones de dolomías de color gris oscuro. El espesor de los estratos varía de 20 a 100 cm. La sucesión contiene calizas arcillosas con abundante macrofauna, escasas lutitas y calizas arenoarcillosas, y areniscas intercaladas con capas medianas a gruesas de limolitas rojas, tobas, areniscas conglomeráticas, conglomerados rojos y esporádicos derrames andesíticos. La sucesión tiene un espesor de 2500 a 3000 m (Fm. Tepalcatepec). En el camino entre La Minita y Trojes se colectaron rudistas del género *Imantas* sp., y Ostreidos del género *Rastellum* sp. que indican un ambiente de aguas cálidas y someras, y que confirman su edad Albiana. En el área de Peña Colorada afloran ampliamente las unidades calcáreas con una gran variedad de rudistas, entre ellos *Texicana vivari*, *Imantas* sp., *Mexicaprina* sp., *Ichthyosarcolites* sp., y *Kimbleia* sp. (Corona

and Alencaster, 1995). El ambiente de depósito de esta última localidad se ha interpretado como facies de plataforma con aporte de terrígenos, desarrollada en la zona de influencia de un arco magmático.

Una sucesión calcáreo-arcillosa de facies diferentes pero de la misma edad (Fm. Madrid) y en la misma región, están constituidas por paquetes de 20 a 39 m de espesor de calizas arcillosas de color café oscuro a negro interestratificadas con lutitas carbonosas con restos de plantas y amonites, con cambios a capas delgadas de yeso. El espesor total de la Formación es de 800 m. En base a los fósiles *Colomiella recta*, *Favusella hiltermani* e *Historóceras* sp., se le asigna una edad Albiana (Pantoja y Estrada, 1986).

Le sobreyacen en marcada discordancia angular (Pantoja y Estrada, 1986) una serie de rocas volcánicas y sedimentarias marinas que consisten en conglomerados de fragmentos volcánicos en matriz tobácea limo-arenosa, areniscas, limolitas calcáreas, tobas verdes epiclásticas, tobas cineríticas blancas, y flujos piroclásticos de composición riolítica, derrames dacíticos y traquiandesíticos con intercalaciones lenticulares de calizas (Fm. Encino y Vallecitos). La presencia de *Coalcomana ramosa*, *Chondrodonta* sp., *Toucasia* sp y rudistas caprinidos indica una edad Albiana. El ambiente de depósito corresponde a un mar transgresivo de aguas someras cálidas, durante un periodo de vulcanismo explosivo con alternancia de periodos de tranquilidad que permitieron el desarrollo de arrecifes (Pantoja y Estrada, 1986).

ERA	PERIODO	EPOCA	EDAD		LITOLOGIA
CENOZOICO	CUATERNARIO				Gravas, limos, arenas, arcillas.
	NEOGENO	PLIOCENO			Vulcanismo continental constituido por tobas dacíticas, aglomerados, brechas volcánicas, basaltos, depósitos de caída.
		MIOCENO			
	PALEOGENO	OLIGOCENO			Vulcanismo continental constituido por andesitas porfídicas, riolitas, rocas volcánicas
		EOCENO			
PALEOCENO					
MESOZOICO	CRETACICO	TARDIO	CENOMANIANO		Conglomerado de fragmentos de caliza, con algunas capas de arenisca y limolitas (Fm. Cerro de la Vieja).
		TEMPRANO	ALBIANO		Secuencia volcanosedimentaria constituida por paquetes gruesos de caliza interestratificada con flujos de lava, y algunos horizontes de depósitos rítmicos de volcánoclasticos, riolitas, tobas, conglomerados, areniscas, limolitas rojas y evaporitas (Formaciones Madrid, Tepalcatepec, Encino, Valleitos).
			APTIANO		Flujos basálticos y andesíticos, con algunos flujos riolíticos interestratificados con depósitos piroclásticos: tobas intermedias e ignimbritas, depósitos epiclasticos: brechas y conglomerados volcánicos, limolitas volcánicas, tobas retroabajadas, con algunas limolitas calcáreas y areniscas (Fm. Tecalitlán).
			BARREMIANO		Lutitas negras, areniscas, calizas, flujos basálticos y andesitas, con algunas tobas. (Fm. Alberca).
			HAUTERVIANO		
			VALANGIANO		
			BERRASIANO		
	TRIASICO				Lutitas, areniscas, grauwacas, pedernal, basaltos y lavas almohadilladas, metamorfozadas a facies de esquistos verdes (Complejo Arteaga).

↑
Batolito de Manzanillo

Fig. 4 Columna estratigráfica regional para el área de estudio (modificada de COREMI, 1994).

2.2.4 Cretácico Superior Continental.

Esta época está representada por una sucesión de conglomerados constituidos por fragmentos de caliza con cantos de 2 a 10 cm de diámetro, pobremente clasificados en una matriz limolítica de lodo calcáreo y estratos de 0.5 a 1.5 m de espesor. Se le asigna una edad Cretácico Tardío – Terciario Temprano en base a su posición estratigráfica (Parga, 1977, en Corona, 2000).

2.2.5 Cretácico Tardío - Terciario Temprano.

En los periodos Cretácico y Terciario se emplazaron diversos plutones, representando regionalmente un magmatismo prácticamente continuó entre 100 y 40 Ma. La mayoría de estos cuerpos intrusieron a la secuencia vulcanosedimentaria del Cretácico (Corona, 2000). Las rocas de este cinturón plutónico son composicionalmente granitos, granodioritas, cuarzomonzodioritas y tonalitas.

Los batolitos de Puerto Vallarta, Manzanillo y Jilotlán fueron fechados por el método de Rb/Sr en roca total y K/Ar en minerales (biotita y hornblenda, esencialmente) (Schaaf *et al.*, 1995):

- 1) El batolito de Puerto Vallarta aflora en la parte oeste del Estado de Jalisco, con edades comprendidas entre 105 y 76 Ma de los términos granodioríticos (Schaaf *et al.*, 1995).
- 2) El batolito de Jilotlán aflora en la parte este del Estado de Jalisco, con edades comprendidas entre 68 y 60 Ma de los términos cuarzomonzodioríticos (Schaaf *et al.*, 1995).
- 3) El batolito de Manzanillo aflora en varias áreas desde el sur del Estado de Nayarit hasta el Estado de Colima, con edades comprendidas entre los 70 y 63

Ma de los términos granodioríticos, hasta 58 Ma de los términos más máficos (gabros) (Schaaf *et al.*, 1995).

4) Los cuerpos intrusivos que afloran cerca del área de Peña Colorada cuya composición varía de gabro a granito, fechados por el IMP (Zürcher, 1994) por el método de K/Ar en 72 ± 6 Ma (La Loma), 58 ± 2 Ma (La Sidra) y 62 ± 2.5 Ma (El Mixcoate).

2.2.6 Paleógeno.

Este periodo esta representado por una sucesión volcánica de composición andesítica-riolítica constituida por potentes derrames de andesitas porfídicas rojizas que descansan sobre derrames riolíticos. Este paquete de rocas volcánicas sobreyace a las rocas del Cretácico Medio, al Complejo Arteaga y a rocas graníticas. Se le asigna una edad Oligoceno-Mioceno por la datación por K-Ar de 2 muestras de 39 ± 3 Ma y 33 ± 3 Ma (Grajales y López, 1983). Por relaciones estratigráficas de las riolitas, son similares a las de la Sierra Madre Occidental, donde se tienen edades que varían de 32 a 20 Ma. El vulcanismo que formó esta secuencia esta relacionado a un arco magmático que actuó paralelo a la costa del pacífico durante el Terciario Temprano producido por la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana (Atwater, 1970).

2.2.7 Neogéno.

El Neógeno esta representado por una sucesión de andesitas, basaltos, dacitas y vidrios riolíticos que constituyen el arco magmático del Eje Neovolcánico, cubren discordantemente a la secuencia volcánica del Terciario Medio. La edad varía desde el Mioceno Tardío (10 m.a.) hasta el Mioceno

Reciente. Estas rocas se formaron por la subducción de la placa de Cocos en la Trinchera de Acapulco (Cortés, 2002).

2.2.8 Cuaternario.

El aluvión y depósitos de talud están formados por arenas, gravas, limos y arcillas que se acumulan en los márgenes de los ríos principales. También se incluye a los suelos residuales los cuales en las zonas mineralizadas en Fe son de color rojizo. Los depósitos de talud se forman al pie de las pendientes de las montañas y en los escarpes de falla y los constituyen conglomerados con bloques de tamaño y composición diferentes (Fig. 4).

2.2.9 Estructuras Regionales.

La morfología y estructura de la costa occidental de México se debe a los procesos tectónicos producidos por la subducción de la Placa de Cocos debajo de la placa de Norte América, las cuales se desplazan al frente de Colima con movimientos relativos de 5 cm y 6 cm por año. Ello se evidencia por la presencia de fallas activas y fracturas paralelas al eje de la fosa o perpendiculares al movimiento de la placa (Smith, 1990, en Serpa *et al.*, 1992).

Otro rasgo tectónico importante es el Graben de Colima, que es una depresión de 35 km de longitud por 34 km de ancho que se localiza en la porción nororiental de la entidad y constituye el extremo suroccidental del Eje Neovolcánico. Dentro del graben se localiza la zona de volcanes (Volcán y Nevado de Colima), cuya orientación es norte-sur.

Un tercer dominio estructural lo constituyen dos sistemas de fallas: unas producidas por un evento compresional mesozoico y otro más joven de rasgos transpresionales, cuya edad no ha sido establecida todavía. Los rasgos

3 Litoestratigrafía; facies y paleoambientes.

En este capítulo se presenta una descripción de la columna estratigráfica y de las facies de las rocas que constituyen la Sierra de Manantlán. El propósito es determinar los conjuntos de facies, su significado sedimentológico y ambiental. Para ello se caracterizaron las rocas en términos de facies, y se interpretaron cada facies en términos de ambientes y/o subambientes deposicionales.

La información de campo de las secciones estratigráficas medidas, y de otros afloramientos, fue complementada con las observaciones de las muestras de mano y la descripción petrográfica de 50 laminas delgadas. Las facies se definieron con base en la textura, componentes principales, estructuras sedimentarias y atributos diagenéticos de las rocas. Para cada facies, se interpretaron las condiciones de depósito con base en el contenido fósil, estructuras sedimentarias y, en algunos casos, los rasgos diagenéticos tempranos. Un rango de profundidad del agua se asignó a cada facies mediante el registro de los principales indicadores batimétricos presentes en cada facies. En general las rocas carbonatadas se clasificaron de acuerdo a Dunham (1962).

3.1 Estratigrafía de la Sierra de Manantlán.

La columna estratigráfica que se levantó en la Sierra de Manantlán corresponde a rocas mesozoicas de la Formación Tepalcatepec, la cual se muestra en la figura 6 (ver apéndice). La columna tiene un espesor mínimo de 1270 m y está constituida por 9 facies depositadas en el Albiano-Cenomaniano. La ubicación de la columna y el mapa geológico a detalle se muestra en la figura 6 y 7 (ver apéndice). Estas rocas son cubiertas por una secuencia volcanosedimentaria de edad Albiano-Cenomaniano y por depósitos clásticos continentales cuaternarios. La secuencia esta formada principalmente por *mudstone-wackestone* bioclástico, *wackestone-packestone* bioclástico y *grainstone* peloidal, en menor proporción por *rudstone*, *packestone-grainstone* de miliólidos, *bindstone*, dolomía, areniscas, lutitas, limolitas y conglomerados, conglomerado calcáreo. A continuación se describen las características sedimentológicas y texturales de cada facies.

Facies 1. La facies Dolomía es de color café claro al fresco, café oscuro al intemperismo, se caracteriza por ser estratiforme y sus contactos concordantes con la actitud estructural del paquete calcáreo al que pertenece. Se observa una pseudoestratificación. Se localiza en la parte este de la Sierra de Manantlán, es el único paquete que se observo en campo y tiene un espesor mínimo de 50 m. (Fig. 8).

Facies 2. La facies *Bindstone* en campo es de color gris oscuro al fresco y de color pardo al intemperismo, los estratos varían en 10 cm y 50 cm de espesor, y las laminaciones tienen hasta 5 mm de espesor. Las laminaciones consisten en alternancias de capas ricas en materia orgánica y capas ricas en carbonatos. La caliza es cortada por vetillas rellenas de calcita esparítica. Se localiza en la parte este de la Sierra de Manantlán y es más antigua de la sucesión calcárea, con un espesor mínimo de 54 m.



Facies 3. La facies *Mudstone-wackestone* bioclástico en campo es de color gris claro al intemperismo, de color gris claro a oscuro al fresco, los estratos varían de 10 cm hasta 2 metros de espesor, con algunas laminaciones finas y en algunas partes no presenta estratificación, presenta varios horizontes de ostras de hasta un metro de espesor, y también escasas carpetas de algas, bivalvos fragmentados, fragmentos de gasterópodos. Esta facies se caracteriza por presentar abundante bioturbación (Fig. 9). Presenta vetillas tardías de calcita y óxidos de hierro, y está parcialmente dolomitizada. Se presenta 4 veces a lo largo de la columna, varía de espesor a lo largo de la columna, con un espesor mínimo de 50 m y un espesor máximo de 148 m.



Fig. 9 *Mudstone* se caracteriza por presentar mucha bioturbación rellena por arena y limos.

Facies 4. La facies *Wackestone-packestone* bioclástico en campo es de color gris claro al intemperismo, de color gris oscuro al fresco, en general es de textura masiva y en algunas partes presenta estratificación. Esta intercalada con abundantes bancos de bivalvos (Fig. 10), además con algunos horizontes de lutitas. Presenta múltiples vetillas de calcita y de óxidos de hierro. Las estilolitas son lateralmente continuas y con amplitudes que varían de escasos mm hasta escasos centímetros. Las estructuras sedimentarias presentes son galerías rellenas de lodo calcáreo y algunas laminaciones. Se presenta 5 veces esta facies en la columna de la Sierra de Manantlán, con un espesor máximo de 126 m y espesor mínimo de 26 m.



Fig. 10 *Wackestone* con horizontes de ostras.

Facies 5. La facies *Packestone-grainstone* de miliólidos en campo es de color gris oscuro al intemperismo y de color gris pardo al fresco, no presenta estratificación, con abundantes foraminíferos bentónicos. Presenta múltiples fracturas rellenas de calcita y óxidos de hierro. Se presenta dos veces en la parte media de la columna, con un espesor máximo de 64 m y un espesor mínimo de 24 m.

Facies 6. La facies *Rudstone* en campo es de color gris oscuro al intemperismo y color gris pardo al fresco, no presenta estratificación, con algunos horizontes de ostras, algo de bioturbación, nódulos de pedernal de forma irregular, con mucha disolución (Fig. 11). Presenta vetillas de calcita y de óxidos de hierro. Se presenta dos veces, en la parte superior de la columna, con un espesor mínimo de 160 m.



Fig. 11 *Rudstone* constituido por fragmentos de calizas y fósiles.

Facies 7. La facies *Grainstone peloidal* en campo es de color gris pardo al intemperismo y de color gris oscuro al fresco, sin estratificación en algunos afloramientos y en otros estratos que varían de 30 cm hasta 150 cm de espesor, intercalada con escasos horizontes de lutitas y carpetas de algas. En algunas partes presenta horizontes de ostreas. Presenta múltiples vetillas de calcita de hasta 5 cm de espesor, parcialmente dolomitizada, con estilolitas lateralmente continuas y amplitudes que varían de varios milímetros hasta varios centímetros. También presenta abundantes vetillas de óxidos de hierro y, en algunas partes, está parcialmente recristalizada. Se observan algunos nódulos de pedernal, laminaciones, bioturbación, mucha materia orgánica y abundante disolución. Se presenta 5 veces en la columna, en la parte superior, media e inferior, con un espesor máximo de 100 y un espesor mínimo de 36 m.

Facies 8. La facies areniscas, lutitas, limolitas y conglomerados sobreyacen a las calizas. En campo las lutitas y limolitas son de color rojo oscuro al intemperismo y de color rojo al fresco, los estratos varían de 5 cm hasta 70 cm de espesor. Las areniscas son de color rojo al fresco, los clastos están bien redondeados, con buena clasificación, y presencia de lentes conglomeráticas, constituidos por clastos volcánicos, y de calizas. Los conglomerados están mal clasificados, con clastos bien redondeados, constituidos principalmente por clastos de rocas volcánicas, en menor proporción por clastos de calizas, cuarzo, en una matriz arenosa. Las estructuras sedimentarias presentes son rizaduras, laminaciones cruzadas, y marcas de corriente. El contacto con las calizas es concordante y transicional. Se presenta una vez en la columna, con un espesor de 30m (Fig. 12).



Facies 9. La facies conglomerado calcáreo en campo consiste en una sucesión de conglomerados constituidos por fragmentos de caliza con cantos de 2 a 10 cm de diámetro, bien redondeados, pobremente clasificados, en una matriz limolítica de lodo calcáreo y estratos de 0.5 a 1.5 m de espesor. El contacto con la secuencia calcárea y las areniscas, lutitas, limolitas y conglomerados no se observó en campo. Se presenta una vez en la columna, con un espesor de 30 m. (Fig. 13).



3.2 Criterios para la interpretación paleoambiental.

Estudios de ambientes recientes proveen de datos confiables para compararlos con las características de las rocas (Flugel, 1982). Es conocido que un número de estructuras sedimentarias se generan bajo condiciones ambientales específicas. También hay características químicas o mineralógicas que se producen en ambientes específicos. Aunque la mayoría de los organismos pueden sobrevivir en un amplio rango de condiciones, algunos se adaptan a un pequeño rango de salinidad, temperatura, energía del agua, nutrientes, etc. El significado ambiental de los organismos recientes y su contraparte fósil son una parte importante de la interpretación ambiental para la formación de rocas carbonatadas (Fig. 15). Las condiciones de depósito de las facies se interpretaron de acuerdo a los diagramas de distribución de los indicadores ambientales (Flugel, 1982) (Fig. 14).

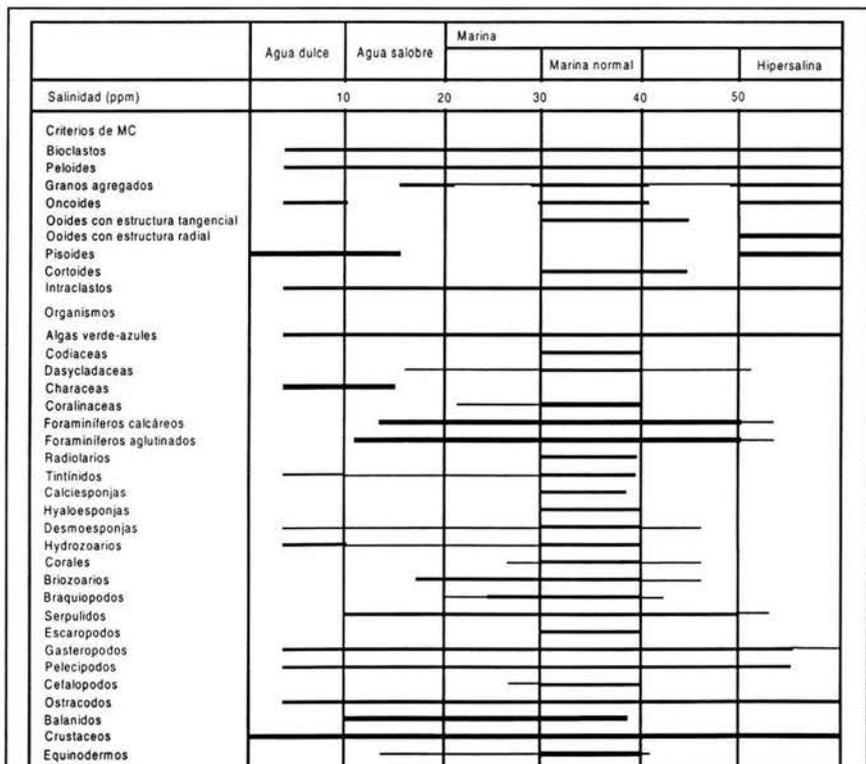


Fig. 14 Rangos de salinidad de componentes de calizas (Flugel, 1982)

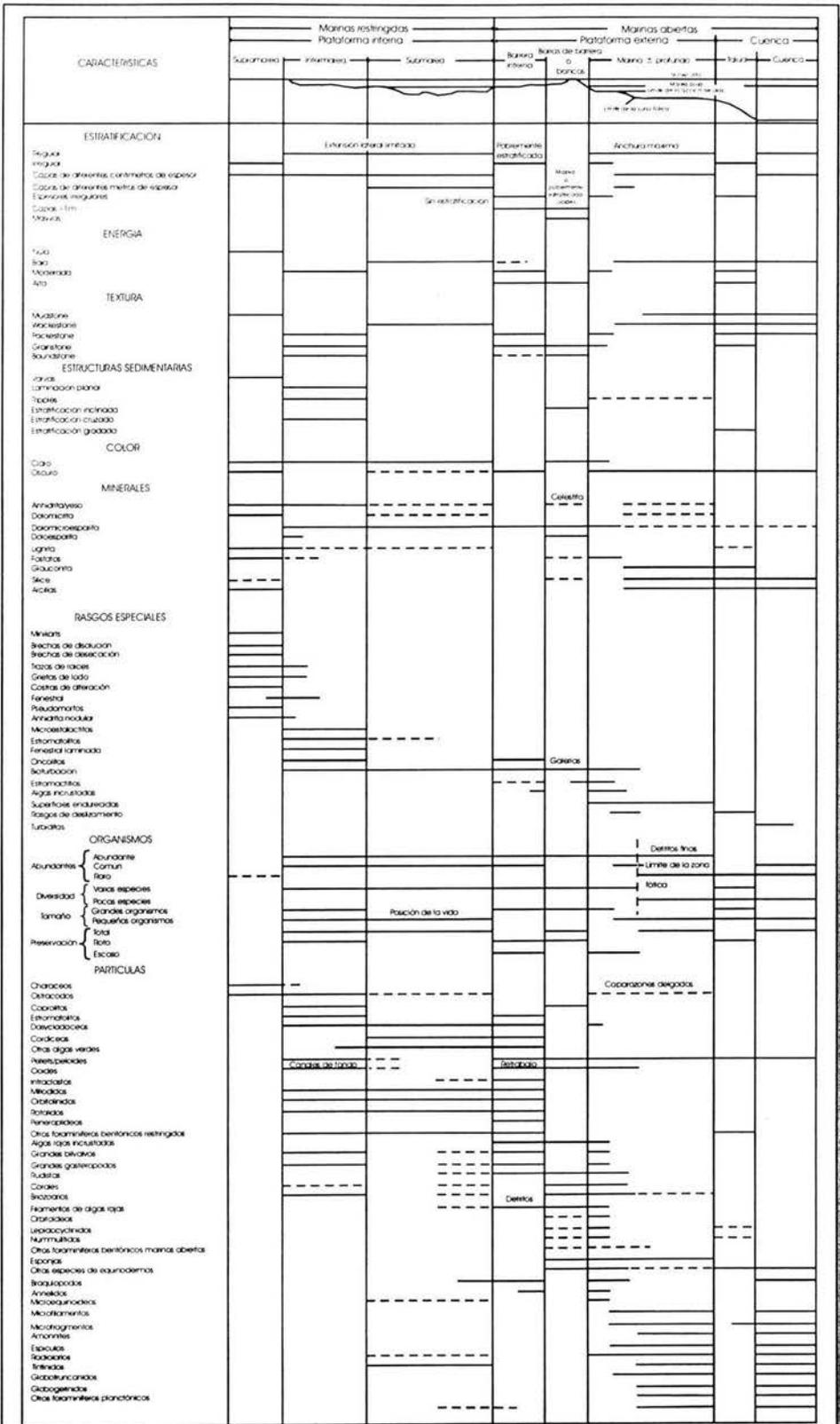


Fig. 15 Características de los ambientes carbonatados (Reedmann y Friedman, 1982; en Hernández, 1999)

Las siguientes facies de rocas carbonatadas de la serie de la Sierra de Manantlán se definieron con base en la textura, componentes, estructuras y rasgos diagenéticos de las rocas. Las características de las facies se describen a continuación con una interpretación de las condiciones de depósito. Los fósiles presentes en estas rocas indican una edad Albiano-Cenomaniano.

La secuencia consiste de una intercalación de *mudstone-wackestone* bioclástico, *wackestone-packestone* bioclástico, *grainstone* pelodial, en menor proporción de *rudstone*, dolomía, *bindstone*, *packestone-grainstone* de miliólidos, en contacto concordante con la secuencia de areniscas, conglomerados, lulitas, limolitas y conglomerados calcáreos. La fracción bioclástica esta compuesta por algas rojas, foraminíferos bentónicos, fragmentos de equinodermos, rudistas, gasterópodos, braquiópodos y ostrácodos. Las partículas no esqueletales en su mayoría son peloides y ooides. Los bancos de bivalvos son comunes en toda la sección, en cambio, con escasos paquetes de carpetas de algas. Las calizas muestran varios grados de dolomitización. Las estructuras sedimentarias predominantes en algunos horizontes son galerías rellenas de lodo y laminaciones. Las principales características de cada facies se citan en un modelo sedimentario (Fig. 16). A continuación se hace una descripción detallada de cada facies en lamina delgada

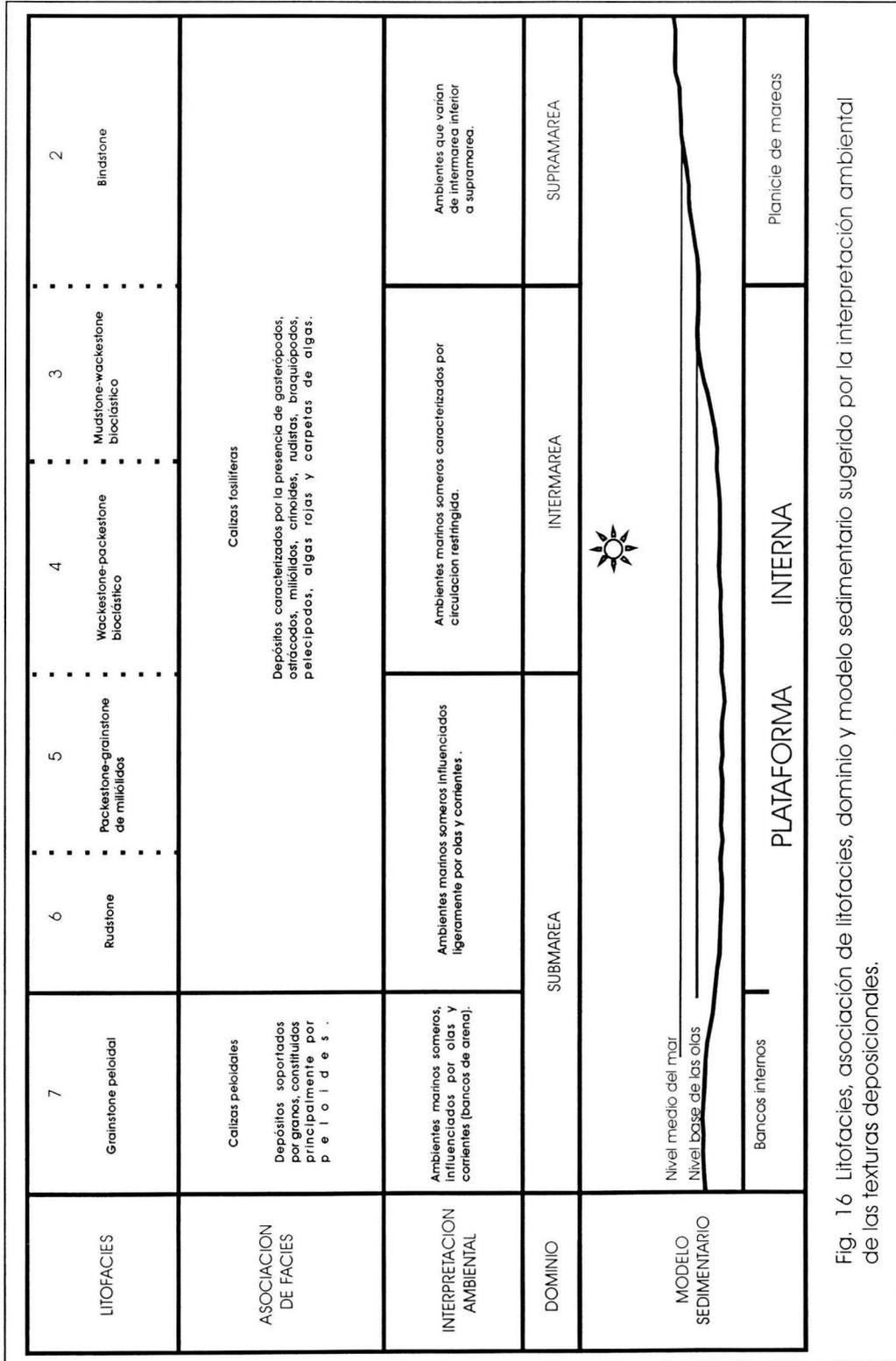


Fig. 16 Litofacies, asociación de litofacies, dominio y modelo sedimentario sugerido por la interpretación ambiental de las texturas deposicionales.

3.2.1 Facies 1. Dolomía.

Descripción. En lámina delgada, esta facies consiste de dolomita masiva en que la textura original de la caliza es difícil de distinguir. La dolomita incluye una amplia variedad de texturas. La mayoría de la roca en esta facies esta compuesta de dolomita unimodal no-planar-A (anhedral). Sin embargo, también hay complejos mosaicos polimodales de dolomita planar-s (subhedral) a no-planar-A que varían en tamaño de granos (Sibley y Gregg, 1987). En algunos casos, las texturas fantasmas de los componentes originales pueden observarse delineadas por diferencias en el tamaño del cristal y abundancia de inclusiones sólidas. Los fósiles que pueden ser reconocidos en estas rocas incluyen foraminíferos bentónicos, ostrácodos y fragmentos de equinodermos. Los óxidos de hierro en estas rocas se presentan como impregnaciones o diseminaciones de cristales de pequeño tamaño (Fig. 17).

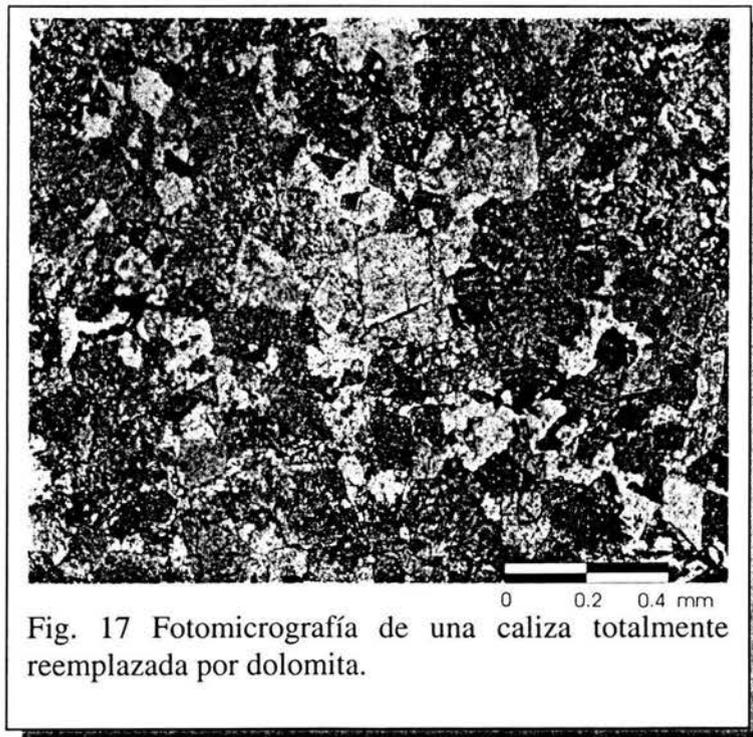


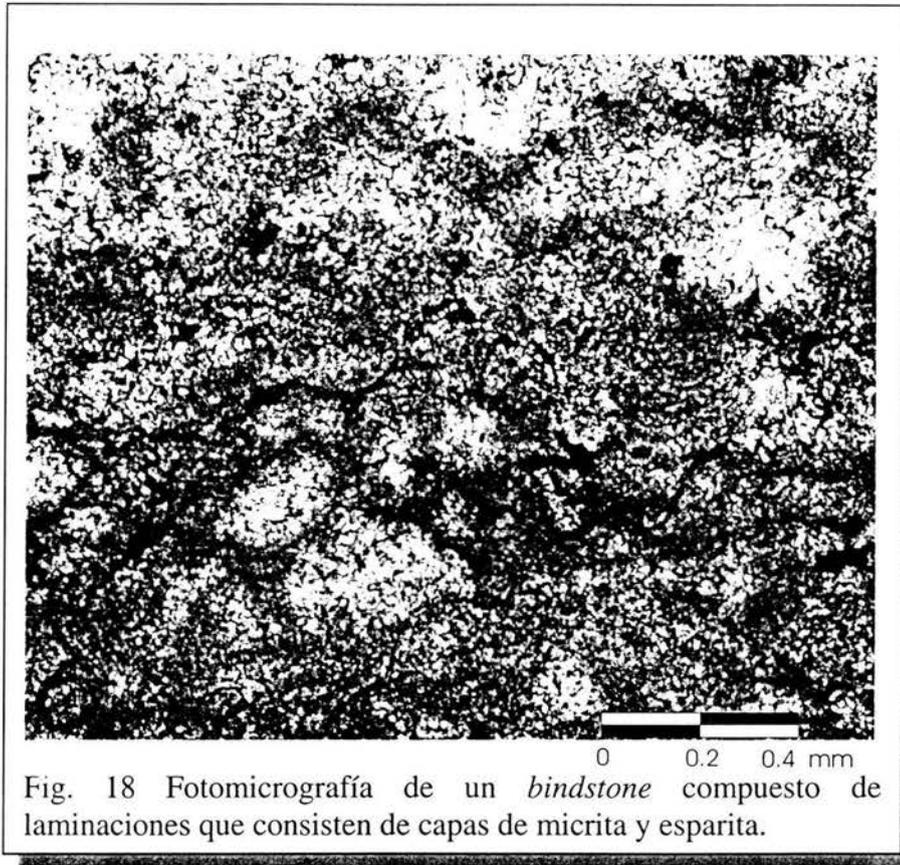
Fig. 17 Fotomicrografía de una caliza totalmente reemplazada por dolomita.

Ambiente de depósito. Las texturas observadas en estas rocas indican que la caliza fue totalmente reemplazada por dolomita debido a la diagénesis por sepultamiento (Tucker y Wright, 1990).

3.2.2 Facies 2. *Bindstone*.

Descripción. En lámina delgada, se observaron laminaciones que consisten en una alternancia de capas micríticas delgadas y capas que contienen una mezcla de micrita y esparita. Las áreas micríticas más irregulares parecen haber cubierto los filamentos de las algas depositadas, dejando un molde que fue rellenado por esparita. La caliza es cortada por fracturas rellenas de esparita y/o estilolitas rellenas de óxidos de hierro. La porosidad fenestral presente esta rellena por esparita y por calcedonia que a veces esta reemplazando a la esparita (Fig. 18).

Ambiente de depósito. Las texturas observadas en esta facies indican depósito en la zona de intermarea a supramarea en condiciones restringidas. Esta facies probablemente se depositó en una planicie de mareas (Tucker y Wright, 1990). Esta interpretación está apoyada por la presencia de laminaciones rotas, estructura fenestral y la baja diversidad del conjunto fósil que incluye principalmente algas verde-azules.



3.2.3 Facies 3. *Mudstone-Wackestone* bioclástico.

Descripción. En lámina delgada, esta facies consiste en un *mudstone* lodoso con lentes de *wackestone* bioclástico. En ocasiones se presentan concentraciones de partículas esqueléticas (gasterópodos) y no esqueléticas (peloides) que dan una textura de *wackestone*. Las partículas esqueléticas marinas característico de esta facies incluyen foraminíferos bentónicos: miliólidos, *Quinqueloculina* sp, *Cuneolina* sp, *Barkerina barkerensis*, *Textularia* sp, *Dicyclina* sp, *Ovoalveolina* sp, *Nezzazata* gr. Gyra, (Bonet, 1956); pelecípodos, algas rojas, rudistas, ostrácodos, briozoarios y algas calcáreas (Fig. 19). El principal componente aloquímico no esquelético son los

peloides cuya forma varía de elíptica a circular; algunos peloides presentan contactos suturados.

La roca es cortada por vetillas de calcita que a veces son desplazadas por microfracturas. Las estilolitas presentan una textura anastomosada, asociadas con óxidos de hierro y cristales de dolomita de forma subhedral a anhedral. La porosidad vugular está rellena por esparita en bloques y a veces no están rellenas. Cristales de yeso de forma euhedral están reemplazando al sedimento micrítico.

Ambiente de depósito. Esta facies se depositó en condiciones marinas semirestringidas, con buena oxigenación, en un ambiente lagunal somero de submarea o en canales de marea de baja energía (Tucker y Wright, 1990). Esta interpretación es apoyada por la abundancia de la biota marina, la presencia de bioturbación, la fábrica de lodo soportado y la asociación estratigráfica con otras facies marinas someras de la misma columna.

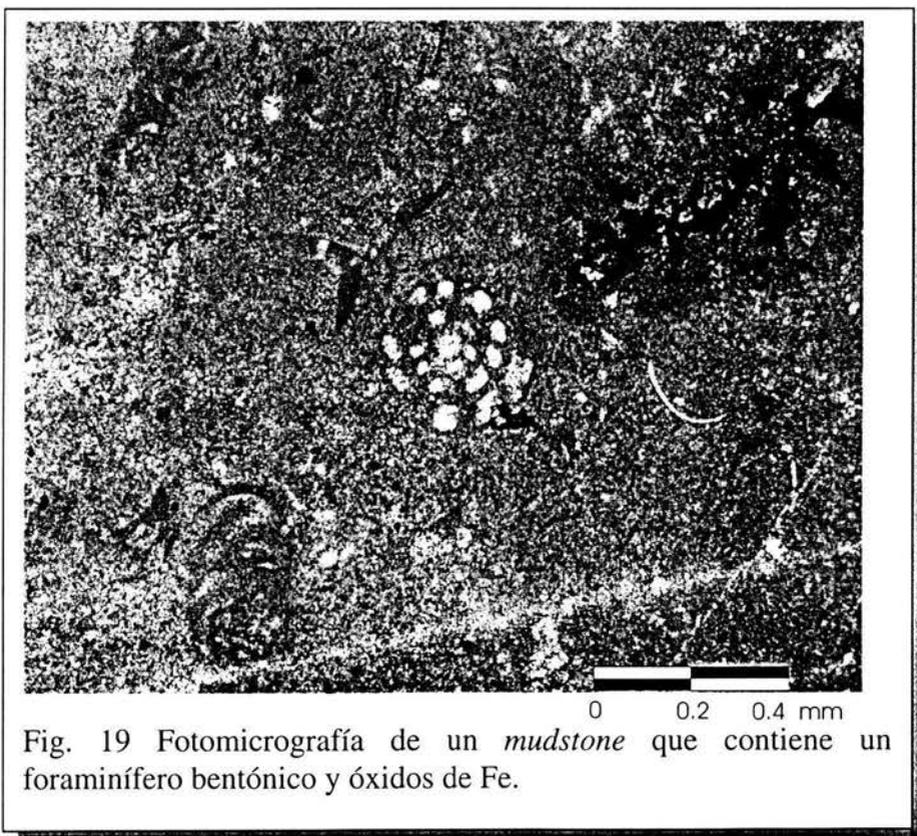


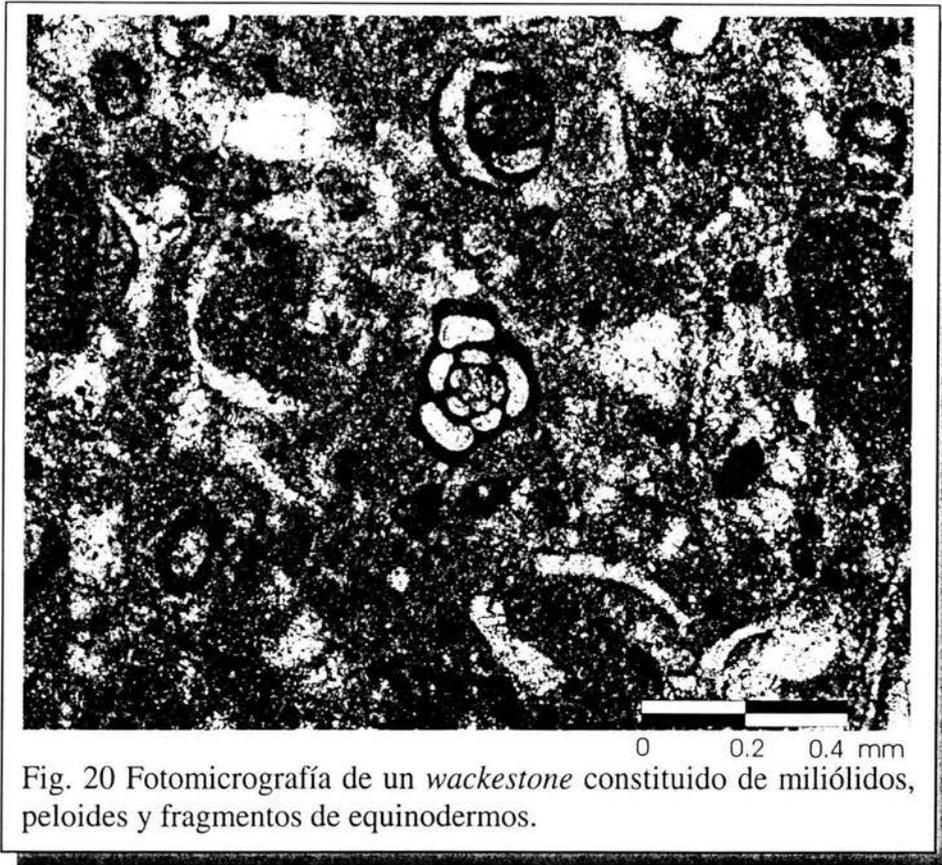
Fig. 19 Fotomicrografía de un *mudstone* que contiene un foraminífero bentónico y óxidos de Fe.

3.2.4 Facies 4. *Wackestone-Packstone* bioclástico.

Descripción. En lámina delgada, esta facies consiste en un *wackestone-packstone* bioclástico de grano medio a fino. Las partículas esqueléticas marinas incluyen gasterópodos, ostrácodos, crinoides, fragmentos de equinodermos, braquiópodos, rudistas, foraminíferos bentónicos: miliólidos, *Dicyclina schulumbergeri*, *Nezzazata* sp, *Cuneolina* sp, *Pseudonummoloculina heimi*, textuláridos (Bonet, 1956); pelecípodos y algas rojas. Los granos no esqueléticos son principalmente peloides cuya forma varía de forma elíptica a circular, a veces con contactos suturados y en ocasiones se encuentran dentro de las cámaras de los ostrácodos.

Las estilolitas presentan una textura anastomosada y están rellenas por óxidos de hierro o cristales de dolomita, que varían de forma subhedral a anhedral, con zoneamiento interno. A veces la dolomita está reemplazando la matriz micrítica u otros componentes. Múltiples fracturas están rellenas de esparita que cortan a la roca y son desplazadas por microfracturas. Las porosidades vugular y móldica están rellenas por esparita y en ocasiones están siendo reemplazadas por calcedonia (Fig. 20).

Ambiente de depósito. La diversidad del conjunto fósil indica condiciones favorables para los organismos marinos, con salinidad cercana a la marina normal en un ambiente de submarea. La abundancia relativa de matriz indica depósito debajo del nivel base de las olas. Para esta facies se interpreta que su ambiente de formación es de submarea en una plataforma semirestringida (Tucker y Wright, 1990).



3.2.5 Facies 5. *Packstone-grainstone* de miliólidos.

Descripción. En lámina delgada, esta facies se caracteriza principalmente por la abundancia de foraminíferos bentónicos, particularmente miliólidos, *N. Heimi*, *Quniqueoloculina* sp, *Barkerina barkerensis*, *Dicyclina* sp (Bonet, 1956), aunque también contiene otros grupos de foraminíferos bentónicos están presentes. La presencia de moldes de rudistas y ostrácodos se distingue por la delgada capa micrítica que presentan. El cemento presente es esparita, y se encuentra rellenando las cámaras de los miliólidos y la porosidad interpartícula. Los bioclastos se hallan en una textura de granos soportados mezclados con intraclastos. Los peloides son las partículas no esqueléticas más abundantes, su forma varía de

circular a elíptica, y los contactos son puntuales a flotantes. También hay grandes peloides de formas irregulares. Los ooides presentes tienen una cubierta micrítica y sus núcleos son de fragmentos de fósiles (Fig. 21).

Ambiente de depósito. La baja diversidad del conjunto fósil indica que el depósito se mantuvo en condiciones restringidas. Las texturas indican deposición bajo aguas muy someras, probablemente por arriba o cerca del nivel base de olas para ambientes restringidos (lagunales), de menos de un metro de profundidad (Flügel, 1982). La formación en un ambiente restringido de intermarea a submarea es la interpretación para esta facies. Los sedimentos pueden representar depósitos de playa o barras de arena.

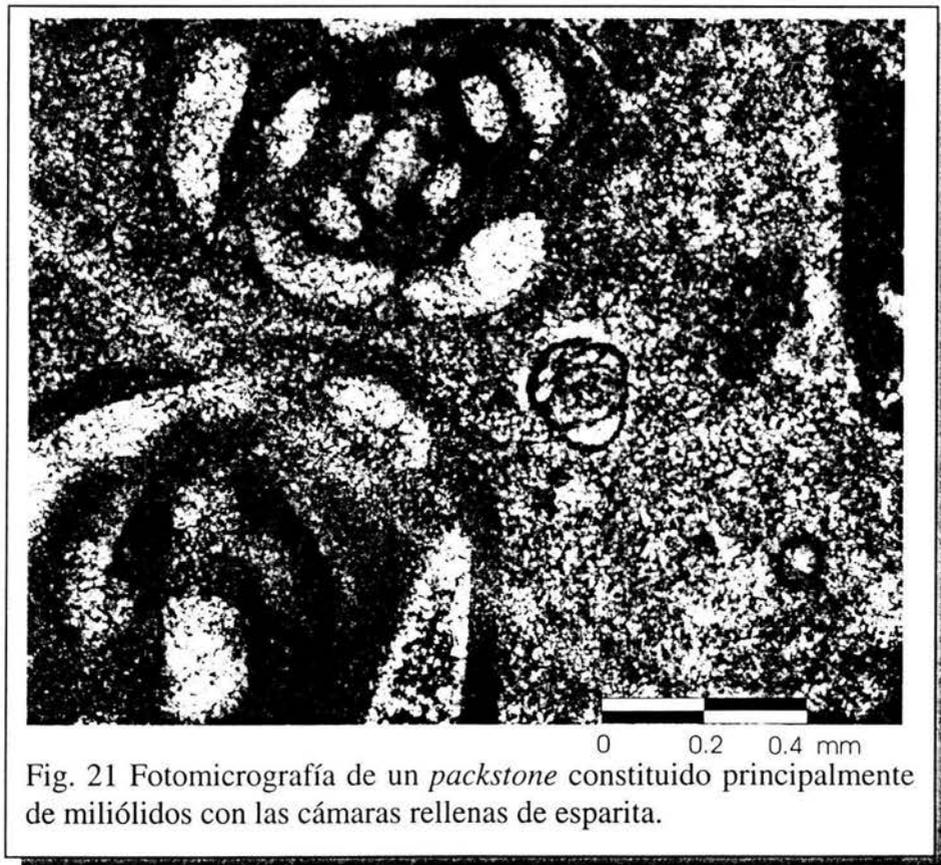


Fig. 21 Fotomicrografía de un *packstone* constituido principalmente de miliólidos con las cámaras rellenas de esparita.

3.2.6 Facies 6. *Rudstone-packstone* bioclástico.

Descripción. En lámina delgada, esta facies consiste en un *rudstone* intraclástico con una matriz de *packstone* bioclástico. Los principales constituyentes son grandes fragmentos de gasterópodos, rudistas y ostrácodos. La matriz consiste en diversos grupos de foraminíferos bentónicos y fragmentos de equinodermos. Las partículas no esqueléticas presentes son peloides, cuya forma varía de circular a elíptica. La roca es cortada por múltiples fracturas rellenas de esparita y calcita fibrosa. Las estilolitas rellenas con óxidos de hierro presentan una textura anastomosada. La porosidad vugular y móldica están rellenas por esparita en bloques (Fig. 22).

Ambiente de depósito. La poca diversidad fósil indica condiciones semirestringidas o restringidas del ambiente. Se requieren altos niveles de energía para formarse las texturas *rudstone*. Estos sedimentos probablemente fueron transportados durante tormentas o fuentes de mareas y quedan como sedimentos en la planicie de mareas. Por lo tanto, un ambiente de submarea semirestringido en una plataforma somera, es la interpretación para esta facies (Tucker y Wright, 1990).



Fig. 22 Fotomicrografía de un *rudstone* presenta un fragmento de molusco recristalizado relleno con esparita en agujas y escasos peloides.

3.2.7 Facies 7. *Grainstone Peloidal*.

Descripción. En lámina delgada, esta facies está constituida principalmente por peloides que varían de forma elíptica a circular, de contactos suturados y cóncavo-convexos, rara vez puntuales y están separados por una delgada capa de esparita. También hay grandes peloides de forma irregular, algunos de los cuales tienen trazas de estructuras internas, pero su naturaleza no puede ser identificada. Los ooides están cubiertos por una delgada capa de micrita y sus núcleos están constituidos por fragmentos de fósiles.

Los restos esqueléticos están presentes en varias partes, pero no son abundantes. El conjunto fósil es muy variado. Los foraminíferos bentónicos miliólidos, *Cuneolina* sp, textularidos, *Nezzazata* sp, *Dicyclina schlumbergeri*, *Spiroloculina* sp (Bonet, 1956), son los más abundantes, seguido por ostrácodos, pelecípodos, fragmentos de equinodermos, espinas de equinodermos, briozoarios, algas rojas y rudistas. Una envoltura micrítica se observa en algunos bioclásticos. Existen múltiples fracturas rellenas de esparita, algunas están desplazadas por microfracturas. Las estilolitas están por lo general bien desarrolladas, aunque a veces presentan un desarrollo incipiente, están rellenas por óxidos de hierro, y presentan una textura anastomosada (Fig. 23). La porosidad secundaria consiste de vesículas y moldes rellenos de esparita gruesa. Algunas de las vesículas y moldes presentan silicificación, en que la esparita está siendo reemplazada por calcedonia, y a veces por cristales de cuarzo euhedrales a anhedrales.

Ambiente de depósito. La textura y clasificación de las partículas indican que el depósito tuvo lugar arriba del nivel base de las olas, en aguas con salinidad cercana a la marina normal, según se infiere de los fósiles presentes. Las características texturales indican depósito en un ambiente de plataforma interna, a profundidades entre 0 y 15 metros. Estos sedimentos probablemente constituyen barras de arena que se extendieron como mantos de arena en la plataforma interna lagunar (Tucker y Wright, 1990).



Fig. 23 Fotomicrografía de un *grainstone* constituido principalmente por peloides, con escasos fragmentos de fósiles, cortado por vetillas rellenas de calcita y estilolitas rellenas de óxidos de Fe.

3.2.8 Facies 8 y 9.

Las facies 8 y 9 no se describieron en lamina delgada, dado que no es el objetivo principal de la tesis, sólo se discutieron en la descripción de campo de la columna levantada de la Sierra de Manantlán.

3.3 Estructuras.

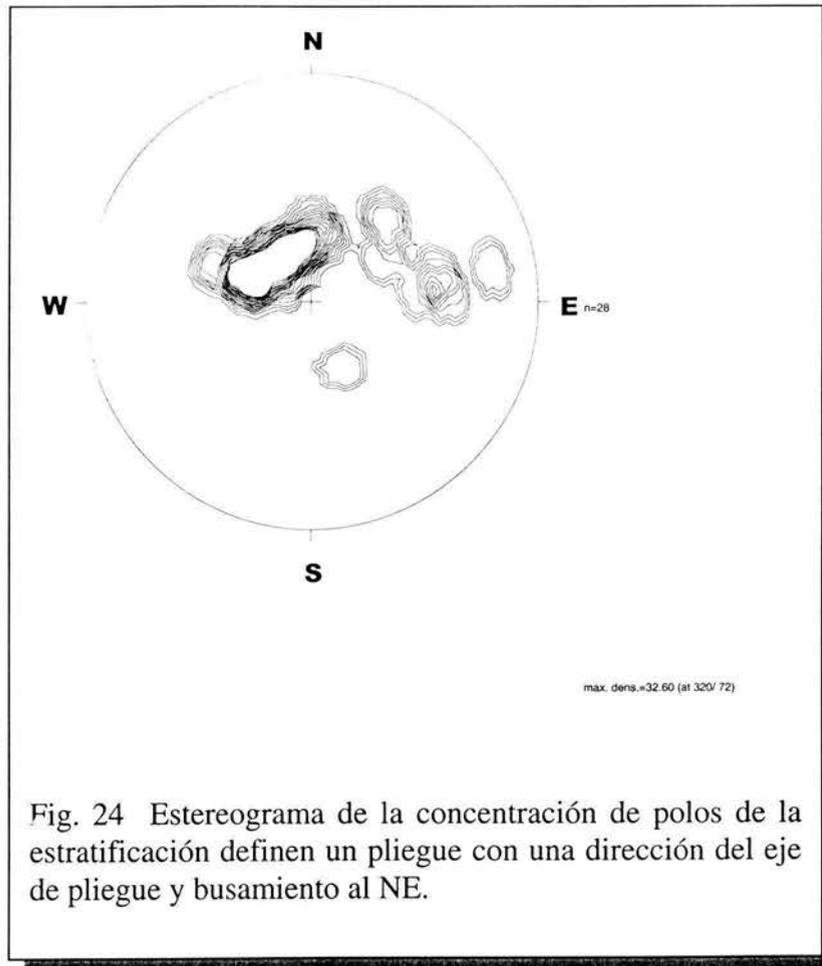
Las principales estructuras presentes en la Sierra de Manantlán son pliegues y fallas normales. La Sierra de Manantlán es un pliegue mayor con una tendencia general al NW y una vergencia al NE. La Sierra es cortada al este por un sistema de fallas normales con una dirección N-S, que forman parte de la Falla de Tamazula.

3.3.1 Pliegues.

El plegamiento en la zona de estudio se caracteriza por los ejes de pliegue que presentan en dirección NE-SW regionalmente, tienen una longitud de hasta 1000 m. El plano axial tiene una inclinación al NE. La forma de los pliegues de acuerdo al ángulo entre flancos, corresponde a pliegues abiertos asimétricos. Toda la Sierra de Manantlán forma parte de un gran pliegue. El acortamiento principal tuvo una orientación NW-SE (Fig. 24).

3.3.2 Fallas Normales.

Las fallas normales presentan una componente lateral, se caracterizan por presentar una dirección N-S predominantemente y una longitud de hasta 300 m. En el bloque del alto afloran rocas volcánicas y rocas sedimentarias que incluyen areniscas, lutitas, conglomerados, que forman parte de la Fm Tepalcatepec y depósitos piroclásticos del Volcán de Colima del Cuaternario. En el bloque del bajo afloran calizas de la Sierra de Manantlán. Estas fallas que presentan las mismas características de la Falla de Tamazula son una serie de fracturas alineadas NE-SW, desde la bahía de Manzanillo que corta a la secuencia sedimentaria de la Sierra de Manantlán y al Complejo Volcánico de Colima (Cortés, 2002).



4 Geoquímica de Isótopos Estables de Oxígeno y Carbono en carbonatos.

Los 92 elementos que ocurren naturalmente se pueden dividir alrededor de 300 isótopos estables y 1200 radioactivos. El núcleo de un elemento contiene un número fijo de protones, los isótopos de un elemento tienen diferente número de neutrones. Los isótopos del mismo elemento tienen diferencias en la masa y la energía que causan diferencias en las propiedades físicas y químicas. Estas diferencias son grandes para elementos de bajo número atómico. En una molécula con dos isótopos, el isótopo de masa más ligera posee enlaces débiles y es más reactivo que los isótopos pesados (Hoefs, 1997).

4.1 Fraccionamiento Isotópico.

El fraccionamiento es una consecuencia de ciertas propiedades termodinámicas de la molécula, dependen de la masa de los átomos de que está compuesta. En general, el fraccionamiento isotópico ocurre durante diferentes reacciones químicas y procesos físicos (Faure, 1986):

1. Reacciones de intercambio isotópico, que involucran la redistribución de los isótopos de un elemento que está presente en diferentes moléculas.
2. Reacciones Unidireccionales, las razones de reacción dependen de las composiciones isotópicas de los reactantes y productos.
3. Procesos físicos como la evaporación y condensación, derretimiento y la cristalización, adsorción y absorción, y la difusión de iones o moléculas debido a la concentración o gradientes de temperatura en los cuales las diferencias de masas juegan un papel importante.

El fraccionamiento isotópico que ocurre durante tales procesos es indicado por el *factor de fraccionamiento* α el cual es definido como:

$$\alpha_{A-B} = R_A/R_B$$

donde R_A es la relación del isótopo pesado con respecto al isótopo ligero en la molécula o la fase A; R_B es lo mismo en la fase B.

El factor fraccionamiento se correlaciona con la temperatura absoluta por:

$$\ln\alpha = AT^{-2} + BT^{-1} + C$$

donde A, B y C son coeficientes determinados experimentalmente y T es la temperatura absoluta en grados Kelvin.

El factor de fraccionamiento para cualquier sistema dado es dependiente de la temperatura y generalmente se aproxima a la unidad conforme se incrementan las temperaturas. Esto significa que el fraccionamiento isotópico en la naturaleza es interpretable en términos de temperaturas ambientales.

4.2 Valor Delta.

Se define como valor δ (Hoefs, 1997) a la relación: $\delta_x = \{(R_x - R_{std})/R_{std}\} \times 10^3$ donde R_x es la relación entre el isótopo pesado y el ligero en la sustancia problema y R_{std} , es la relación entre el isótopo pesado y el ligero en la sustancia-patrón. Así, como el resultado expresa la diferencia de relación isotópica respecto a un patrón y se representa en tanto por mil (‰).

Para comparar las δ entre dos sustancias coexistentes (A y B) se utiliza otro valor, el Δ_{A-B} definido como la diferencia $\delta_A - \delta_B$.

Existe una relación entre α y δ . Partir de la definición de α , tenemos:

$$\alpha_{(A-B)} - 1 = R_A/R_B - 1$$

De la definición de δ tenemos:

$$\delta_A = \{(R_A - R_{std})/R_{std}\} \times 10^3 \quad \delta_B = \{(R_B - R_{std})/R_{std}\} \times 10^3$$

entonces,

$$\alpha = (1 + \delta_A/1000)/(1 + \delta_B/1000)$$

Aplicando logaritmos neperianos:

$\text{Ln } \alpha = \text{Ln } (1 + \delta_A/1000) - \text{Ln } (1 + \delta_B/1000) \approx \delta_A/1000 - \delta_B/1000$, dado que cuando $X \ll 1$, $\text{Ln } (1 + X) \approx X$ y $1000 \text{ Ln } 1.00X \approx X$. Finalmente:

$$1000 \text{ Ln } \alpha_{A-B} \approx \delta_A - \delta_B = \Delta_{A-B} = f(T)$$

Mientras que $10^3 \text{ Ln } \alpha$ es un valor correcto y tiene significado teórico, el valor Δ es una aproximación al mismo, válida cuando es inferior al 10‰ (Hoefs, 1997).

El hecho de expresar así este valor está condicionado porque así se minimizan los errores sistemáticos de medida entre los diferentes espectrómetros y laboratorios. El valor delta significa por tanto la desviación de R (en tantos por mil ‰) entre la muestra estudiada y el estándar, ya que en éste $\delta = 0$.

Una muestra con valores positivos de δ quiere decir que está enriquecida en el isótopo pesado respecto al estándar, es decir es isotópicamente pesada, por ejemplo si $\delta = +10$ quiere decir que está enriquecida en el isótopo pesado en un 10‰ respecto al estándar. (lo que equivale a un 1%). Los valores negativos en cambio quieren decir que la muestra está empobrecida en el isótopo pesado respecto al estándar. Se dice que la muestra es isotópicamente ligera (Hoefs, 1997).

4.3 Estándares.

Las composiciones isotópicas de oxígeno e hidrógeno se reportan en términos de las diferencias de las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H relativas a la norma SMOW (Standard Mean Ocean Water). Esta norma fue definida por Craig (1961b) con referencia a un gran volumen de agua destilada distribuida por la National Bureau de los Estados Unidos (NBS-1):

$$D/H \text{ (SMOW)} = 1.050 D/H \text{ (NBS-1)}$$

$$^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ (SMOW)} = 1.008 ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ (NBS-1)}$$

Un segundo estándar, basado en el CO₂ producido del Belemnites Cretácicos de la Formación PeeDee en Carolina del Sur, conocido como la estándar PDB, es utilizada para expresar la composición isotópica del oxígeno en carbonatos, especialmente en el contexto de la determinación de paleotemperaturas.

La composición isotópica de oxígeno e hidrógeno de una muestra es expresado por mil diferencias relativo al SMOW:

$$\delta^{18}\text{O} = \{[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{spl}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}] / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}\} \times 10^3$$

$$\delta D = \{[(D/H)_{\text{spl}} - (D/H)_{\text{SMOW}}] / (D/H)_{\text{SMOW}}\} \times 10^3$$

Consecuentemente, los valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD indican un enriquecimiento de una muestra en ^{18}O y D comparado al SMOW, mientras los valores negativos implican empobrecimiento de estos isótopos en la muestra relativos a la norma. Dado que el SMOW y PDB se utilizan para expresar la composición isotópica del oxígeno, la conversión de los valores resultantes es (Friedman y O'Neil, 1977):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$$

La precisión de los valores $\delta^{18}\text{O}$ es del orden de $\pm 0.2\text{‰}$ o aún mejor, incluyendo el error instrumental, analítico y de muestreo. La precisión correspondiente de los valores δD es $\pm 1\text{‰}$ o aún mejor.

4.4 Oxígeno.

En la naturaleza se halla en forma de tres isótopos estables:

$$^{16}\text{O} = 99.763 \%, ^{17}\text{O} = 0.0375 \% \text{ y } ^{18}\text{O} = 0.1995 \%$$

Analizando las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ porque el ^{18}O es más abundante que el ^{17}O y porque el ^{18}O tiene una diferencia de masa respecto al ^{16}O mayor que el ^{17}O con

lo que los fraccionamientos son también mayores. La composición del agua marina tiene una media del 0‰ ya que es el estándar que se utiliza; las rocas basálticas tienen una composición isotópica en oxígeno de muy constante, entre +5 y +10‰, con valores de +6‰ para el manto. Existen variaciones importantes en rocas graníticas y metamórficas, reflejo de distintos grados de contribución de oxígeno isotópicamente pesado procedente de rocas sedimentarias (Hoefs, 1997).

4.5 Significado Paleogeográfico.

Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ de un carbonato pueden ser los originarios del depósito o haber sufrido modificaciones en la diagénesis. La interpretación genética y significado paleogeográfico se limita a los casos en los que los valores originales se mantengan sin haber sufrido modificación. Esto ocurre con gran frecuencia en las calizas marinas pelágicas, mientras que en las calizas someras, los cambios diagenéticos pueden ser muy significativos, enmascarando la firma isotópica original (Tucker y Wright, 1990).

La firma isotópica original de $\delta^{18}\text{O}$ de un carbonato depende de varios factores fundamentales:

- 1.- Salinidad.- Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ aumentan al hacerlo la salinidad y son mínimos en las aguas dulces, de manera que cambios en esta razón isotópica pueden estar ligados a cambios de salinidad. En los medios pelágicos la salinidad tiende a mantenerse constante, por lo que este factor solo presenta interés en medios cerrados o medios marinos someros en los que la salinidad puede cambiar considerablemente, por la entrada de aguas dulces y/o por la evaporación (Hoefs, 1997).
- 2.- Efecto vital.- Se refleja en cambios pequeños de la composición isotópica de diferentes géneros o especies de organismos con caparazón calizo. Los valores entre dos especies diferentes a lo largo de una sección estratigráfica presentan

valores paralelos, de manera que todas las muestras presentan diferencias análogas (Hoefs, 1997).

3.- Efecto glacial.- Es uno de los factores más importantes y está relacionado con el desigual contenido en isótopos del agua de los océanos, del vapor del agua de las nubes, del agua de lluvia y del hielo de los glaciales. Concretamente, mientras que el agua de los océanos actuales tiene un valor medio del $\delta^{18}\text{O}$ de 0‰, con respecto al SMOW, estos valores son muy inferiores en el agua de lluvia (de -3‰ a -5‰), vapor de agua de las nubes (de -13 a -17‰), mientras que el hielo en los casquetes glaciales es de -30‰, alcanzando valores mínimos de -50‰ en la Antártida. La relación global $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en la superficie de la Tierra es constante, de manera que un crecimiento de los casquetes glaciales con la consiguiente concentración de isótopos más ligeros conlleva un aumento de la misma relación en el agua de los océanos. Por ello, en episodios de escaso desarrollo de los glaciares, con nivel alto de mar, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de los océanos es 0. En episodios de gran desarrollo de glaciares, y por tanto nivel del mar más bajo, en los que se concentran aguas dulces con $\delta^{18}\text{O}$ muy bajos y en los casquetes glaciares aumenta el $\delta^{18}\text{O}$ del agua de los océanos hasta un valor de +1‰ (Hoefs, 1997).

4.6 Carbono.

El carbono tiene dos isótopos estables, el de masa 12 y el de masa 13 cuyas abundancias son: $^{12}\text{C} = 98.89 \%$ y $^{13}\text{C} = 1.11 \%$.

En la naturaleza existen variaciones grandes en la $\delta^{13}\text{C}$ de distintos compuestos, habiéndose obtenido valores de hasta +20‰ en CO_2 y -90‰ en CH_4 (variación superior al 100‰). El fraccionamiento entre el CO_2 atmosférico y la materia orgánica sintetizada a partir de la fotosíntesis está controlado por la cinética y es de -25‰. Dando lugar a que la materia orgánica fije el ^{12}C y que en

consecuencia sea isotópicamente muy ligera. La $\delta^{13}\text{C}$ en la mayoría de las plantas terrestres es de -24 a -34‰ , mientras que en las acuáticas es de -6 a -19‰ . Los aportes de materia orgánica a las cuencas explica que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos de agua dulce sean más bajos que la de los carbonatos precipitados en agua marina. Esta es también la razón por la cual las aguas superficiales que contienen CO_2 procedente de la descomposición de la materia orgánica de los suelos den lugar a espeleotemas con valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy negativos (Hoefs, 1997).

La composición isotópica del carbono cálcico precipitado a partir de soluciones acuosas depende de los siguientes factores: 1) el valor de la $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 gas en equilibrio con los iones bicarbonato y bicarbonato en la solución y carbonato en solución; 2) el fraccionamiento de los isótopos de C entre el CO_2 gas, los iones carbonato y bicarbonato en la solución y el carbonato cálcico sólido; 3) la temperatura de equilibrio isotópico; 4) el pH de la solución y otras propiedades químicas del sistema que pueden afectar la abundancia de los iones carbonato y bicarbonato en el sistema. El reservorio de C más importante es el agua de mar; los carbonatos de agua marina tienen valores constantes y reflejan el equilibrio entre el CO_2 atmosférico y el bicarbonato disuelto en el agua. Como el fraccionamiento entre CO_2 (atm) y los carbonatos marinos es de un 10‰ (equilibrio) a 25°C y la $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 atmosférico es de -7‰ , la $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos marinos será de alrededor de $+3\text{‰}$ (Hoefs, 1997).

4.7 Causas de las fluctuaciones del $\delta^{13}\text{C}$.

La firma isotópica original de $\delta^{13}\text{C}$ de un carbonato depende de varios factores fundamentales:

- 1.- En periodos de nivel del mar alto la superficie continental se reduce, lo que conlleva una reducción de aportes nutritivos de procedencia continental a los

océanos, que trae como consecuencia un aumento del $\delta^{13}\text{C}$. Por el contrario en los momentos de nivel del mar bajo, la biomasa continental aumenta y con ello igualmente aumenta los aportes nutritivos desde el continente al océano, con lo que se produce una disminución de $\delta^{13}\text{C}$ (*Jenkyns et al.*, 1994).

2.- Un alto contenido de materia orgánica lleva consigo un aumento del $\delta^{13}\text{C}$ en los sedimentos que se depositan. Los conocidos episodios anóxicos, caracterizados por el alto contenido de materia orgánica, corresponden con un máximo en el $\delta^{13}\text{C}$ (Scholle y Arthur, 1980).

3.- Otros factores que pueden reflejarse en los cambios del $\delta^{13}\text{C}$ son: fluctuaciones en la biomasa de los continentes inducidas no por cambios en el nivel del mar, sino por cambios climáticos y/o evolutivos, incendios forestales de grandes dimensiones (efectos negativos), cambios de la circulación oceánica que influyan en la distribución de masas más o menos ricas en materia orgánica (Tucker y Wright, 1990).

4.8 Ambientes Diagenéticos.

Los tres mayores ambientes diagenéticos son: el marino, meteórico y el de enterramiento. La diagénesis marina ocurre en el piso oceánico, en la planicie de mareas y playas. En el ambiente marino abierto, los procesos operantes dependen de la profundidad del agua y la latitud; a lo largo de la línea de costa el clima es el factor más decisivo. La diagénesis meteórica afecta al sedimento después del depósito, si el limo arenoso es producido en una planicie de supramarea por una tormenta o hay una progradación de la línea de costa o un descenso en el nivel del mar, las gotas de la lluvia caen en las calizas. Las calizas que han estado expuestas por millones de años a la diagénesis meteórica, involucran la disolución de calizas y la karstificación y los efectos en suelos. Con la diagénesis meteórica y mucho menos extensa que la diagénesis marina, hay una importante

distinción entre la zona vadosa (arriba del nivel freático) y la zona freática (abajo del nivel freático). El ambiente por enterramiento es afectado por procesos superficiales, de decenas a cientos de metros de profundidad, a varios cientos de metros de profundidad o más (Tucker y Wright, 1990).

4.8.1 Diagénesis Marina.

Las calizas que presentan cementos marinos tienen valores positivos $\delta^{18}\text{O}$ y en menor grado, los valores $\delta^{13}\text{C}$. La variación isotópica es concordante con las relaciones altas agua-roca y la incorporación de cementos del piso oceánico con composiciones isotópicas más positivas que los cementos por enterramiento o meteóricos. La variedad de los resultados de isótopos, reflejan una combinación de las abundancias relativas de los diferentes tipos de cementos y de sus historias diagenéticas. La firma isotópica primaria de los cementos marinos puede preservarse en poco sepultamiento. Las calizas sin consolidar tienen valores positivos bajos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, entre 0‰ y 2‰. Los valores más positivos están asociados con las unidades que tienen cementos marinos (Tucker y Wright, 1990).

4.8.2 Diagénesis Meteórica.

Durante la diagénesis meteórica la transformación de calcita de alto contenido de Mg y aragonito a calcita de bajo contenido de Mg, y la adición de cemento de calcita de bajo contenido de Mg, resultan en cambios químicos y texturales significantes. Durante los cambios mineralógicos y la composición isotópica del cemento, cambian de una firma isotópica marina a una meteórica. Las principales firmas de $\delta^{13}\text{C}$ son negativas debido por la adición de carbono ligero ^{12}C procedente del suelo, y valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ debido a la adición

de ^{16}O procedente de del agua meteórica. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ deben ser ligeros en la parte superior del perfil debido al carbono orgánico disponible. Se sugiere que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ llegan a ser altos en la zona vadosa, reflejando la pérdida de ^{16}O por evaporación (James y Choquette, 1984).

4.8.3 Diagénesis por Sepultamiento.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en cementos originados por la diagénesis por sepultamiento son más bajos que los cementos marinos o meteóricos. La principal razón es por la alta temperatura de precipitación en el ambiente de enterramiento y el efecto de fraccionamiento. Si tienen una fuerte entrada de agua meteórica en la formación de fluidos, entonces la composición de $\delta^{18}\text{O}$ puede ser más baja que el agua marina. La firma isotópica del carbono en la esparita es usualmente similar a un valor marino o menor. La razón es que la mayoría del carbono para el CO_3^{-2} proviene de la misma caliza (por disolución del algún lugar del sistema) y hay poco fraccionamiento de $^{13}\text{C}/\text{C}^{12}$ por el aumento de la temperatura (Tucker y Wright, 1990).

5 Geoquímica Isotópica de Isótopos Estables de Oxígeno y Carbono en las Rocas Carbonatadas de la Sierra de Manantlán.

Las relaciones $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ y $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ están relacionados con los ambientes de formación sedimentarios y con los correspondientes estadios diagenéticos por lo que las rocas carbonatadas han podido ir pasando. Su determinación en las generaciones de cementos presentes permiten interpretar la historia postsedimentaria de los sedimentos precursores.

En el presente trabajo, las firmas isotópicas de oxígeno y carbono en carbonatos someros se analizaran para ver si conservan la composición isotópica original y/o ha sido modificada dicha composición por la diagénesis.

5.1 Muestreo y Métodos Analíticos.

Los análisis de isótopos de carbono y oxígeno se obtuvieron de un total de 68 muestras que se colectaron de calizas en la Sierra de Manantlán. Las muestras varían de mudstone a grainstone, con cantidades variables de fósiles y grados de recristalización. Para garantizar el análisis sin impurezas, las muestras se lavaron tres veces en agua ultrapura para remover el agua de poro o sales contaminantes. Después se lavaron una vez con acetona para eliminar los restos de posibles contaminantes que quedaban. Por ultimo las muestras fueron pulverizadas hasta fracción fina y envasadas en pequeños frascos y cubiertos, que se enviaron al laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geología para ser analizadas.

Las composiciones isotópicas se determinaron a partir del CO_2 liberado de los carbonatos al reaccionar con 3 ml de ácido ortofosfórico a $72\text{ }^\circ\text{C}$ durante 48 horas, usando el procedimiento descrito por McCrea (1950). De cada muestra se analizaron aproximadamente 10 mg. El CO_2 liberado mediante dicha reacción se analizó en el espectrómetro de masas

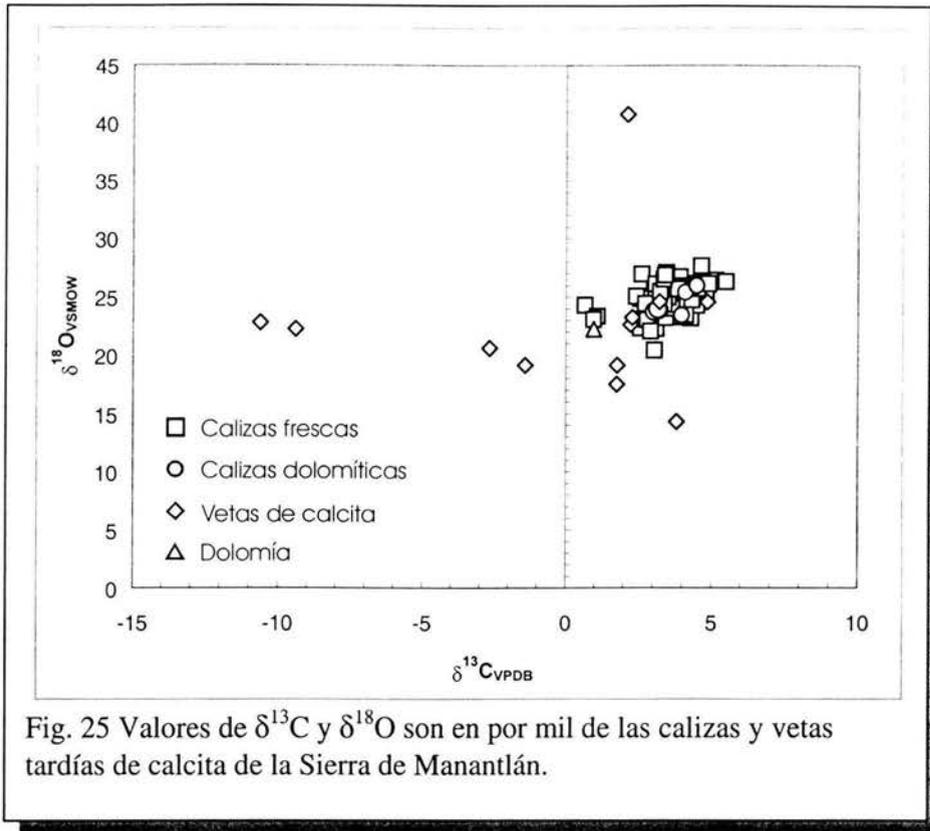
FINNIGAN MAT 250 del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología, UNAM. Los resultados de los análisis de isótopos estables se reportaron relativo al V-PDB (Pee Dee Belemnite) para el carbono y V-SMOW para el oxígeno. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ se presentan como la desviación en tanto por mil respecto a los estándares.

5.2 Resultados.

La composición isotópica de oxígeno y carbono de las calizas que no presentan alteración (49 muestras) se presentan en la Fig. 25 y Tabla 1. Las muestras que no presentan rasgos de dolomitización tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 0.65 ‰ a 5.58 ‰, con un valor promedio de 3.54‰, y valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 20.42 ‰ a 27.67 ‰, con un valor promedio de 24.72‰. Este rango de composición isotópica es similar a los valores definidos para calizas marinas Cretácicas (Veizer y Hoefs, 1976).

Las calizas dolomíticas (8 muestras) presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 23.44 y 25.98 ‰, y valores de $\delta^{13}\text{C}$ que varían de 3.04 a 4.86 ‰. La composición de isótopos de carbono está en el rango definido por Veizer y Hoefs (1976) para calizas. La dolomía (1 muestra) presenta valor $\delta^{13}\text{C}$ de 0.96‰ y $\delta^{18}\text{O}$ de 22.23‰, valores cercanos que traslapan con el rango de las calizas regionales.

Las vetas tardías de calcita (11 muestras) presentan valores $\delta^{13}\text{C}$ entre -10.61 y 3.81 ‰, y valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 14.40 y 40.79 ‰ (Fig. 25 y Tabla 2). Algunos de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son similares a obtenidos de las calizas.



5.3 Efectos de la diagénesis en la firma isotópica.

Los análisis de roca total de carbonatos son útiles para determinar la naturaleza de los cambios climáticos y oceanográficos, así como evaluar los efectos de la alteración postdeposicional de los rasgos isotópicos primarios. Se debe tener especial atención en interpretar el registro isotópico de oxígeno, particularmente en rocas mesozoicas o más antiguas, debido a la adición potencial de cemento isotópicamente ligero durante la diagénesis por sepultamiento a elevadas temperaturas (Marshall, 1992).

Tabla 1. Composición isotópica de oxígeno y carbono de las calizas de la Sierra de Manantlán.

MUESTRA	% CALCITA	% DOLOMITA	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰)
C5 Gb	100	0	3.05	-10.17	20.42
C9 Ga	100	0	3.19	-6.7	24.01
C10 Gb	100	0	2.77	-6.28	24.44
C16 GB	100	0	2.98	-6.19	24.53
C17 Gb	100	0	5.12	-4.34	26.44
C18 Gb	80	20	4.86	-6.16	24.56
C19 GB	100	0	3.80	-5.24	25.51
C20 Gb	85	15	4.10	-5.36	25.38
C21 Ga	100	0	4.29	-7.50	23.18
C22 Gb	100	0	4.57	-5.37	25.37
C23 Ga	100	0	3.61	-5.43	25.31
C24	0	100	0.96	-8.42	22.23
C25 Ga	100	0	2.57	-8.35	22.31
C26 Ga	100	0	0.65	-6.41	24.31
C27 Gb	100	0	3.12	-4.96	25.80
C28 Ga	100	0	2.61	-3.84	26.95
C29 Gb	100	0	3.51	-5.13	25.62
C30 Ga	100	0	3.05	-6.37	24.34
C31 Ga	100	0	3.53	-5.40	25.34
C32 Ga	100	0	3.10	-8.39	22.26
C33 Ga	100	0	1.08	-7.33	23.36
C34 Gb	100	0	3.43	-7.47	23.21
C35 Gb	100	0	3.92	-4.07	26.71
C37 Gb	100	0	4.85	-4.73	26.04
C38 Gb	100	0	3.43	-5.65	25.08
C39 Gb	100	0	3.62	-5.06	25.69
C40 Gb	100	0	4.50	-5.18	25.57
C41 Gb	100	0	4.66	-4.40	26.38
C42 Ga	100	0	4.13	-5.17	25.58
C43 Ga	100	0	4.23	-4.89	25.87
C44 Ga	85	15	4.49	-4.78	25.98
C45 Ga	80	20	3.97	-7.24	23.44
C46 Ga	100	0	5.48	-4.47	26.31
C47 Ga	100	0	3.97	-4.82	25.94
C48 Gb	100	0	4.27	-5.09	25.66
C49 Gb	100	0	4.50	-4.62	26.15
C50 Gb	100	0	4.80	-5.32	25.43

Tabla 1 Continuación.

C51 GB	100	0	3.24	-6.27	24.44
C54 Gb	60	40	3.20	-6.80	23.90
C55 Gb	70	30	3.04	-6.95	23.75
C56 Gb	100	0	2.85	-7.25	23.44
C57 Gb	100	0	3.64	-6.70	24.00
C60 Ga	70	30	3.16	-6.74	23.96
C61 Ga	100	0	2.49	-7.58	23.09
C62 Ga	100	0	4.49	-6.44	24.27
C63 Ga	100	0	3.51	-5.76	24.97
C64 Ga	100	0	3.38	-5.83	24.90
C65 Ga	100	0	2.79	-7.64	23.03
C70 Gb	100	0	3.85	-5.07	25.69
C71 Gb	100	0	3.20	-5.29	25.45
C108	100	0	3.03	-5.32	25.43
C112	100	0	4.32	-5.98	24.74
C113	100	0	2.57	-5.85	24.87
C114	100	0	2.91	-8.58	22.06
C115	100	0	4.05	-7.43	23.25
C116	100	0	4.11	-7.23	23.46
C117	100	0	2.42	-5.67	25.06

Las muestras analizadas de la Sierra de Manantlán están empobrecidas en ^{18}O en comparación con las calizas marinas Cretácicas. Ello concuerda con los efectos de mezcla de agua marina con meteórica cargada de materia orgánica y, con una variable interacción agua-roca en los ambientes diagenéticos marino-meteórico o de sepultamiento (James y Choquette, 1984).

Si de las muestras de caliza analizadas se considera solamente las que presentan poca evidencia de recristalización y/o vetas tardías de calcita y estilolitas se puede observar que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían de 3 a 5.58 ‰ (valor promedio de $\delta^{13}\text{C}$ 3.54‰, la desviación estándar $\sigma_1 = 0.94$) y de $\delta^{18}\text{O}$ de 24 a 27.67 ‰ (valor promedio de 24.72 ‰, desviación estándar $\sigma_2 = 1.34$). Este rango es similar al de otras calizas en la región del Atlántico (Scholle y Arthur, 1980) y se considera que representan la composición original de las rocas antes de cualquier evento diagenético. Las muestras que presentan alta evidencia de recristalización y/o vetas tardías de calcita y estilolitas presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ de 0 a 3 ‰ y de $\delta^{18}\text{O}$ de 20.42 a 24 ‰. Estos valores bajos indican recristalización mediante soluciones empobrecidas en ^{18}O debido al flujo de agua meteórica o de un fluido isotópicamente pesado a elevadas temperaturas, durante la diagénesis por sepultamiento.

La composición isotópica en combinación con la evidencia petrográfica sugiere que los fluidos responsables del empobrecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ fueron de origen meteórico a elevadas temperaturas (50-100 °C). Por lo tanto, las calizas fueron afectadas por la circulación de fluidos meteóricos mientras la plataforma experimentaba diagénesis por sepultamiento.

Los productos diagenéticos formados por la circulación de fluidos meteóricos son las fábricas kársticas y las vetas de calcita. La variabilidad de los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ sugiere significativa interacción fluido/roca. Los valores de estas vetas tardías de calcita sugieren una composición isotópica de oxígeno de -1‰ a -2 ‰ VSMOW a temperaturas de 25 °C para las aguas meteóricas del Cretácico Tardío (Moss y Tucker, 1995). Los valores muy negativos de $\delta^{13}\text{C}$ de las vetas reflejan una fuerte contribución de CO_2 de varios tipos de materia orgánica. Por otra parte, los valores positivos de

$\delta^{13}\text{C}$ de estas vetas sugieren su precipitación en un sistema semicerrado agua-poro (Allan y Matthews, 1982).

Tabla 2 Composición isotópica de oxígeno y carbono de las vetas tardías de calcita de la Sierra de Manantlán.

MUESTRA	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} (\text{‰})$
C15 Ga	2.11	9.58	40.79
C32 B	3.22	-6.14	24.58
C43 Gb	-10.61	-7.89	22.78
C73 B	3.81	-16.11	14.30
C74 B	-9.38	-8.42	22.23
C85 B	-1.41	-11.40	19.15
C88 B	-2.66	-9.98	20.62
C93 B	1.77	-11.41	19.15
C96 B	2.24	-8.05	22.61
C98 B	1.76	-13.02	17.49
C101 B	2.29	-7.45	23.23

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de la mayoría de las calizas dolomíticas y de la dolomía son similares a las firmas isotópicas de las calizas marinas típicas, y se interpretan como herencia del sedimento huésped. Los valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ de las calizas dolomíticas y de la dolomía indicando que se formaron a altas temperaturas (50-100 °C) durante la diagénesis por sepultamiento (Moss y Tucker, 1995).

5.4 Significado de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

Basados en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en este estudio, y las condiciones de depósito, es posible reconocer una relación de la composición isotópica de oxígeno y carbono con el ambiente de depósito.

En la sección estudiada, la mayoría de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ están cerca del valor promedio. Las facies 3 y 4 se depositaron en ambientes con condiciones restringidas, presentan los mismos valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que las facies 5, 6 y 7 que se depositaron en condiciones marinas más abiertas (mayor cementación marina), indicando en general depósito en condiciones que variaban de semirestringidas a restringidas, en facies lagunales. Excepto en la parte superior y media de la columna, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son más bajos debido a que las calizas presentan varios grados de dolomitización, y es cortada por varias generaciones de vetas tardías de calcita y de estilolitas, indicando que la secuencia fue afectada por la diagénesis por sepultamiento. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la secuencia calcárea puede ser considerados como la firma isotópica original (Ferrari *et al.*, 1997).

6 Geoquímica Isotópica de oxígeno y carbono en Rocas Carbonatadas de Peña Colorada.

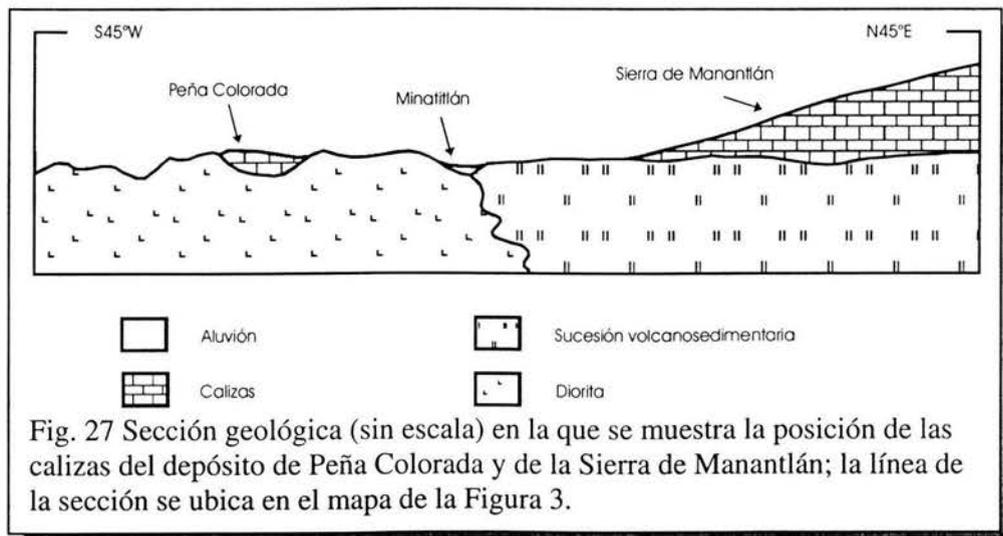
Una de las potenciales aplicaciones de la geoquímica isotópica del C y del O en carbonatos es la de trazadores de halos de alteración isotópica alrededor de cuerpos mineralizados. La circulación de fluidos acuosos a través de carbonatos puede dejar registros en forma de variaciones de las composiciones isotópicas tanto del C como del O respecto a las originalmente presentes en las rocas. Dado que la diferencia entre la composición isotópica del carbonato y del fluido con el que interacciona es importante, el resultado final suele ser un desplazamiento de la composición isotópica de la roca hacia valores $\delta^{18}\text{O}$ más bajos.

En el presente estudio, se describe la magnitud y extensión de la alteración de la composición isotópica de oxígeno y carbono de los carbonatos que están en contacto con el cuerpo masivo de Fe respecto al fondo regional. Para determinar si las anomalías isotópicas son suficientemente extensas para la exploración de este tipo de depósito.

Las mineralizaciones del depósito de Fe de Peña Colorada están encajonadas en una formación constituida por una intercalación entre rocas volcánicas y carbonatos. El depósito se formó a partir de la siguiente sucesión de eventos para la generación de este depósito (Fig. 27) son: (1) Intrusión del microgranito de Peña Colorada; (2) generación de un skarn o skarnoide constituido principalmente por granatita; (3) formación del cuerpo diseminado inferior, subconcordante con la estratificación con la estratificación de las andesitas, con un marcado bandeamiento constituido por ritmitas o ciclos de piritita-magnetita-piroxeno que mimetizan estructuras sedimentarias anteriores, (4) emplazamiento de un cuerpo masivo de magnetita en la parte superior del depósito, subconcordante con la estratificación de la serie y contiene fragmentos de granatita del skarn o

skarnoide anterior, completamente reemplazado por feldespato potásico con textura plumosa (alteración potásica), (5) emplazamiento de una diatrema subvertical que corta los cuerpos mineralizados anteriores, con xenolitos de nelsonitas pobres en Ti en su parte inferior, una brecha polimíctica en su parte media, y un conjunto de vetillas de magnetita-calcita-epidota-zeolitas en su parte inferior; y (6) la intrusión de un conjunto de diques andesíticos subverticales que cortan el depósito y que, localmente, presentan pequeños skarns asociados (Trilla *et al.*, 2003) (Fig. 27, 28 y 29).

Las rocas carbonatadas de Peña Colorada pertenecen a la misma sección estratigráfica que las de la Sierra de Manantlán (Albiano-Cenomaniano) por el contenido fosilífero, común en ambas secciones, pertenecientes al género de los rudistas: *Texicaprina vivari* (Palmer), *Immanitas* sp., *Mexicaprina minuta* Coogan, *Mexicaprina cornuta* Coogan, *Toucasia* sp., *Eoradiolites* (Hill) y *Radiolites costata* Scott (Corona y Alencaster, 1995). En la figura 27 se muestra la posición de las calizas de Peña Colorada y de la Sierra de Manantlán.



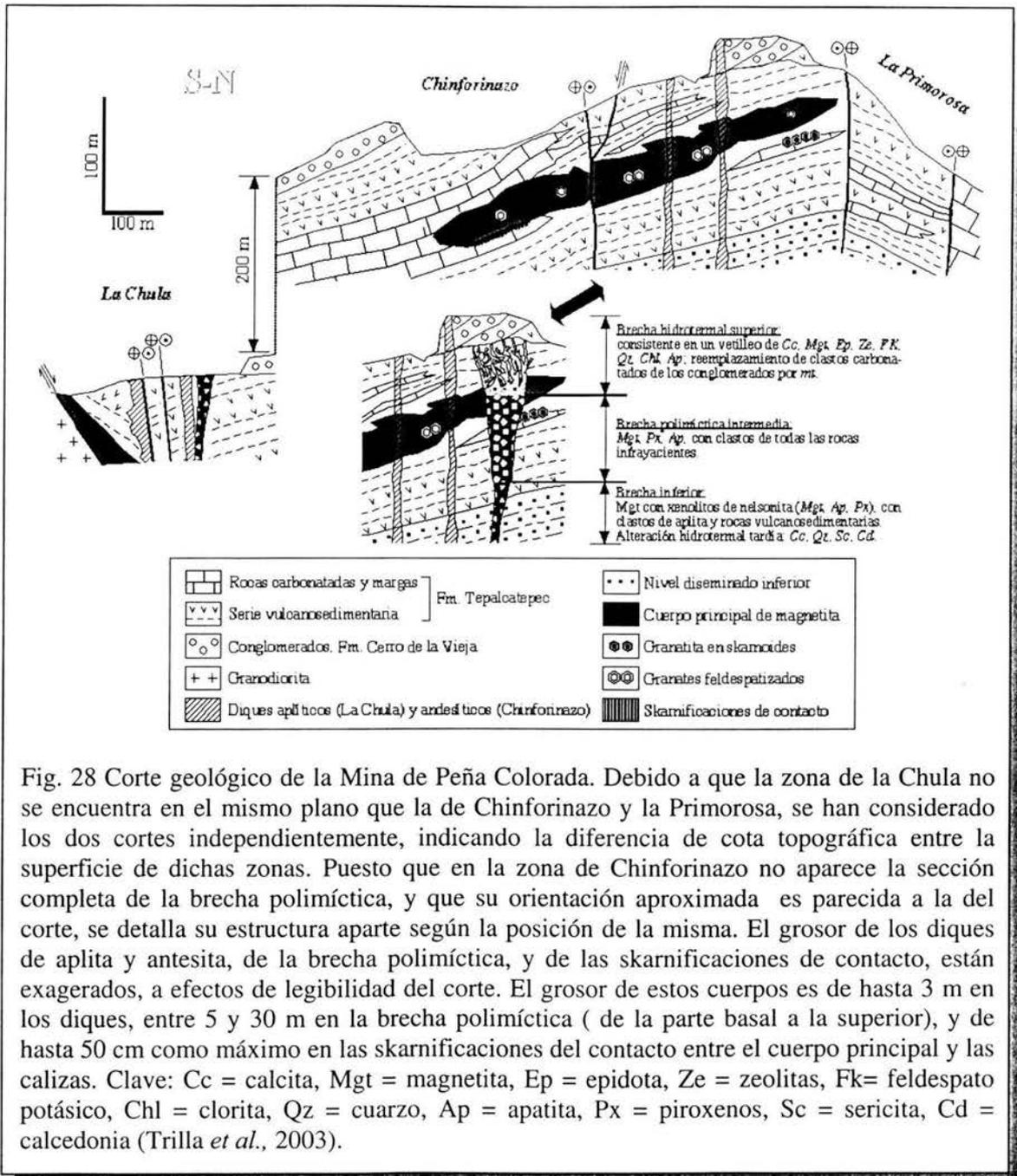


Fig. 28 Corte geológico de la Mina de Peña Colorada. Debido a que la zona de la Chula no se encuentra en el mismo plano que la de Chinforinazo y la Primorosa, se han considerado los dos cortes independientemente, indicando la diferencia de cota topográfica entre la superficie de dichas zonas. Puesto que en la zona de Chinforinazo no aparece la sección completa de la brecha polimíctica, y que su orientación aproximada es parecida a la del corte, se detalla su estructura aparte según la posición de la misma. El grosor de los diques de aptita y antesita, de la brecha polimíctica, y de las skarnificaciones de contacto, están exagerados, a efectos de legibilidad del corte. El grosor de estos cuerpos es de hasta 3 m en los diques, entre 5 y 30 m en la brecha polimíctica (de la parte basal a la superior), y de hasta 50 cm como máximo en las skarnificaciones del contacto entre el cuerpo principal y las calizas. Clave: Cc = calcita, Mgt = magnetita, Ep = epidota, Ze = zeolitas, Fk= feldespato potásico, Chl = clorita, Qz = cuarzo, Ap = apatita, Px = piroxenos, Sc = sericita, Cd = calcedonia (Trilla *et al.*, 2003).



Fig. 29 Depósito de Peña Colorada se muestra en cuerpo masivo de Fe en explotación.

5.1 Muestreo y Métodos Analíticos.

Los análisis isotópicos de oxígeno y carbono se obtuvieron de 23 muestras de roca total en el área de Peña Colorada. La mayoría de las muestras en el área del yacimiento se colectaron a lo largo de tres transectos: (1) la serie 21-27 cubre una distancia de 16 m a partir de un dique andesítico cerca del cuerpo principal, (2) la serie 31-35 cubre una distancia de 8 m bajo el cuerpo masivo de magnetita, y (3) la serie 37-38 cubre una distancia de un metro a partir del contacto con el cuerpo masivo de magnetita. Las demás muestras se colectaron en varios afloramientos del yacimiento. El procedimiento del método analítico es el mismo que se ha explicado para las muestras de la Sierra de Manantlán, ya descrito.

5.2 Resultados.

La Fig. 30 y la Tabla 3 ilustran la composición de isótopos estables de las calizas marmolizadas en el yacimiento de Peña Colorada, junto con

los datos obtenidos de Zürcher *et al.* (2001) de calizas marmolizadas. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las calizas marmolizadas varían de -5.75 a $+3.74$ ‰, los de $\delta^{18}\text{O}$ varían de 10.24 a 21.63 ‰. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son similares a otros valores reportados en rocas similares de la misma edad en otras partes del mundo (Scholle y Arthur, 1980), mientras los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son menores para este tipo de rocas, indicando que hubo una cierta circulación de fluidos hidrotermales pobres en ^{18}O a través de la serie carbonatada.

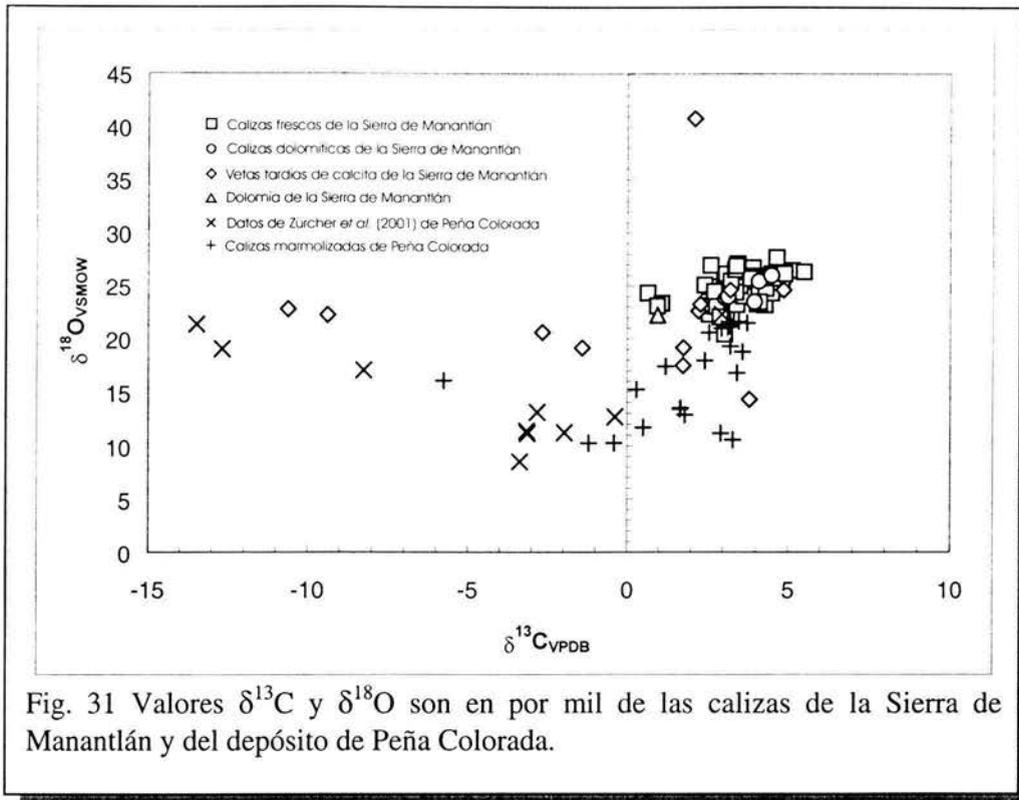
Los datos de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos de Zürcher *et al.* (2001), varían de -13.41 a 2.96 ‰, y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de 5.51 a 22.29 ‰. Sólo un valor de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ Zürcher *et al.* (2001) obtenido de las calizas marmolizadas de Peña Colorada concuerda con el rango obtenido de las calizas de la Sierra de Manantlán, los demás valores de $\delta^{13}\text{C}$ muestran un amplio rango. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son más bajos que los valores de las calizas de la Sierra de Manantlán.



Fig. 30 Contacto entre el cuerpo masivo de Fe y las calizas marmolizadas.

Tabla 3 Composición isotópica de las calizas marmolizadas del área de Peña Colorada.

CLAVE		DISTANCIA DEL YACIMIENTO	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} (\text{‰})$
PÑ-2001-8	Caliza.		0.29	-15.20	15.24
PÑ-20018bis	Caliza.		1.21	-13.09	17.42
PÑ-2001-10	Caliza.		-5.75	-14.39	16.08
PÑ-2001-11	Caliza.		3.43	-13.67	16.82
PÑ-2001-14	Caliza.		0.51	-18.64	11.69
PÑ-2001-16	Caliza.		1.68	-16.89	13.50
PÑ-2001-19	Caliza.		1.81	-17.50	12.87
PÑ-2001-20	Caliza.		-1.20	-20.05	10.24
PÑ-2001-21	Caliza.	0 m	3.31	-19.73	10.57
PÑ-2001-22	Caliza.	0 m	3.15	-9.52	21.09
PÑ-2001-24	Caliza.	8 m	3.49	-9.00	21.63
PÑ-2001-25	Caliza.	12 m	3.19	-9.21	21.42
PÑ-2001-26	Caliza.	14 m	3.21	-9.04	21.59
PÑ-2001-27	Caliza.	15 m	3.24	-9.45	21.17
PÑ-2001-28	Caliza.		1.66	-16.97	13.42
PÑ-2001-29	Caliza.		2.93	-19.15	11.17
PÑ-2001-30	Caliza.		-0.40	-20.02	10.27
PÑ-2001-31	Caliza.	0 m	2.43	-12.59	17.94
PÑ-2001-32	Caliza.	2.5 m	2.57	-10.03	20.57
PÑ-2001-33	Caliza.	5 m	2.95	-9.65	20.96
PÑ-2001-34	Caliza.	6 m	3.22	-11.28	19.28
PÑ-2001-37	Caliza.	1 m	3.74	-9.14	21.49
PÑ-2001-38	Caliza.	0 m	3.60	-11.75	18.79
		Datos de Peña Colorada de Zürcher 2001			
			$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} (\text{‰})$
101003			-0.38		12.69
120001			-3.13		11.16
110807			-3.15		11.38
101005			-3.36		8.51
68625			-13.48		21.35
54819			-12.67		19.02
68613			-8.24		17.07
35707			2.96		22.29
120005			-1.96		11.23
92610			-2.82		13.12



La relación espacial entre los valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, y su distancia al cuerpo mineralizado de Fe se muestra en la figura 31. En las tres secciones medidas, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son mayores conforme mayor es la distancia a partir del contacto del cuerpo mineralizado, mientras los valores de $\delta^{13}\text{C}$ permanecen casi constantes.

En la serie 21-27, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de 10.57 a 21.03 ‰ a 8 metros del contacto con el cuerpo mineralizado; de los 8 a 16 metros la variación es menor, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 21.63 y 21.17 ‰. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían de 3.31 a 3.49 ‰ a 8 metros a partir del contacto, y a los 16 metros el valor de $\delta^{13}\text{C}$ es de 3.24 ‰.

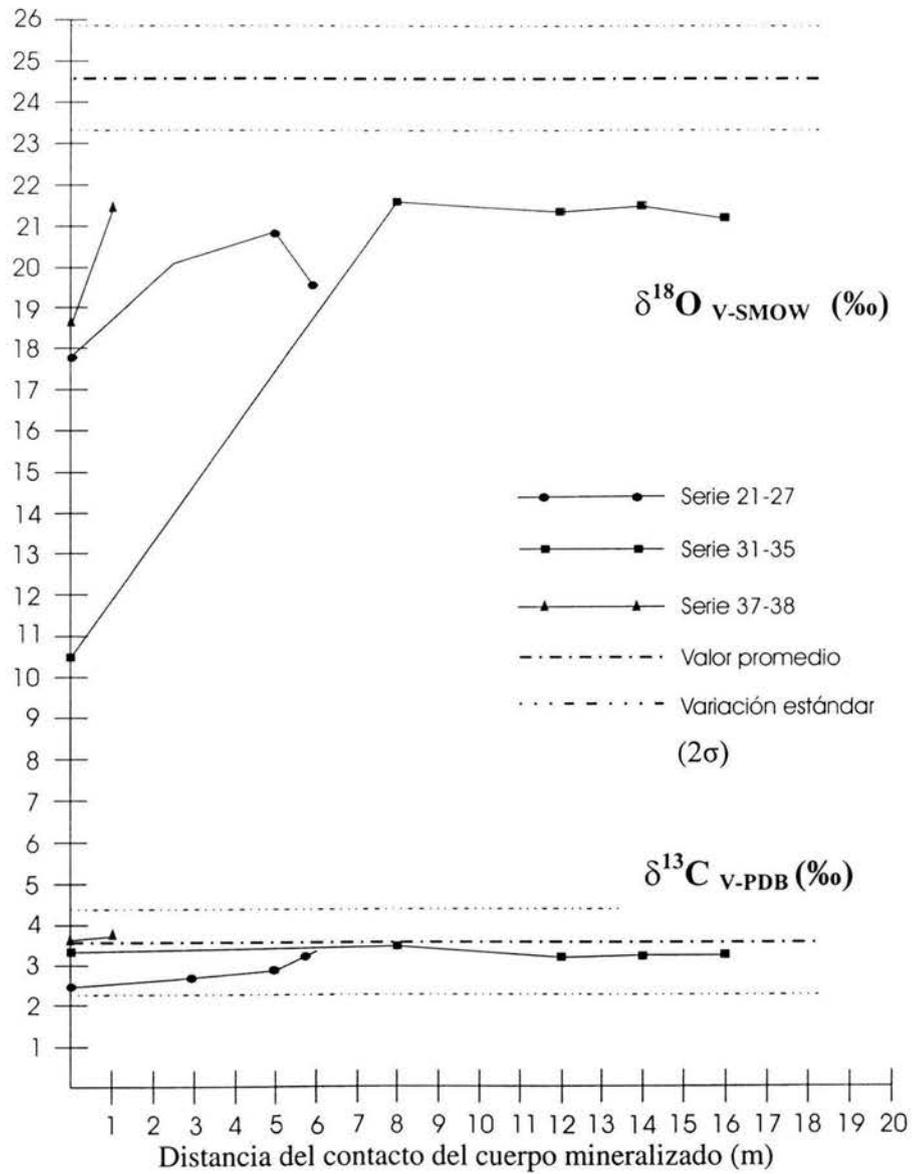


Fig. 32 Valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las calizas marmolizadas a lo largo de tres transectos detallados a partir del contacto con el yacimiento. Los valores promedio obtenidos de la Sierra de Manantlán de $\delta^{13}\text{C}$ es 3.54 ‰ ($\sigma_1 = 0.94$) y de $\delta^{18}\text{O}$ es 24.72 ‰ ($\sigma_2 = 1.34$) obtenidos de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la Sierra de Manantlán.

En la sección 31-34, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de 17.94 a 20.96 ‰ a 5 metros a partir del contacto del yacimiento, y a los 6 metros hay una disminución en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ a 19.29 ‰. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ aumentan con la distancia a partir del contacto del cuerpo mineralizado, ya que varían de 2.43 a 3.22 ‰ a 6 metros.

En la serie 37-38, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de 18.79 a 20.96 ‰ a solo un metro a partir del contacto del cuerpo de magnetita. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ disminuyen a partir del contacto, varían de 3.74 a 3.22 ‰ a un metro.

Las vetas de calcita tardía presentan la misma variación de valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que las calizas marmolizadas (Fig. 30). Los valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ indican bajas temperaturas de formación y/o un cambio en la composición isotópica de los fluidos hidrotermales con el tiempo.

5.3 Discusión.

La circulación de un fluido penetrativo en calizas requiere una porosidad y permeabilidad secundaria alta debido a que la porosidad y permeabilidad primarias son consideradas bajas (Ohle, 1951). Un aumento en la permeabilidad y porosidad secundarias de calizas puede resultar en recristalización y calentamiento o deformación estructural de la caliza. Kesler *et al.* (1996) notó que el grado de disminución de valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los depósitos de skarn de óxidos-sulfuros, y el reemplazamiento de las calizas en estos depósitos están relacionados con la temperatura del sistema hidrotermal. En apoyo de esta generalización, cambios en la composición isotópica de oxígeno y carbono de rocas carbonatadas han sido observados en los depósitos de baja temperatura (tipo Mississippi-Valley). Por ejemplo, Pinckney y Rye (1972) reportaron una pequeña disminución de 2 a 3 ‰ en valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ cercanos al yacimiento de las minas Hill en el Distrito Cave-in-Rock, Illinois. Para depósitos de alta temperatura, las rocas carbonatadas encajonantes en los depósitos de

Pb-Zn (tipo Skarn), Megaw (1990) describe diferencias de 8 ‰ entre las calizas frescas y las alteradas en Santa Eulalia, México. En Gilman, Colorado, Engel *et al.* (1958) reportó diferencias de alrededor de 5 ‰ en valores $\delta^{18}\text{O}$ para carbonatos a más de 300 metros del yacimiento y de 8 ‰ a distancias menores de 30 m del yacimiento.

Los resultados de este estudio indican que los halos de alteración de la composición isotópica del oxígeno de las rocas carbonatadas alrededor del yacimiento se pueden extender a varias decenas de metros dentro del yacimiento de Peña Colorada. Los halos de alteración de la composición isotópica del carbono de las rocas carbonatadas, en contraste, son más pequeños y rara vez se extienden a más de 4 metros del cuerpo mineralizado. Los grandes halos de alteración isotópica del oxígeno dentro de los carbonatos requieren la infiltración e interacción de cantidades significantes de fluidos para alterar la composición isotópica de las rocas huésped. Los dos procesos principales postdeposicionales que inician el cambio de una roca a elevadas temperaturas son la recristalización de la caliza y la precipitación de nuevos minerales en los espacios disponibles de la caliza. Durante la recristalización, los constituyentes minerales pueden experimentar un intercambio de isótopos estables con los fluidos en un sistema en equilibrio. En el segundo caso, se trata de un cambio en la composición de isótopos estables por la cristalización de minerales cuya composición isotópica será diferente de la roca original, dado que los coeficientes de fraccionamiento isotópico son distintos para cada mineral. Por ello, la composición isotópica de la roca también será diferente.

En resumen, los factores que controlan la composición isotópica de los carbonatos precipitados a partir de una solución y/o carbonatos existentes son (1) el intercambio isotópico con el fluido infiltrante, (2) la composición isotópica en las especies portadoras de carbono y oxígeno, (3) la relación fluido-rocas y (4) la temperatura.

Las propiedades isotópicas de una sustancia dependen principalmente de la naturaleza de los enlaces químicos. En general, los enlaces con iones de alto potencial iónico y masa atómica baja, asociados a frecuencias de vibración altas, tienden a incorporar el isótopo pesado. Así, el ^{14}C al ser un ión de radio atómico pequeño y carga elevada incorpora preferentemente el ^{18}O , con el resultado de que los carbonatos son minerales con valores de $\delta^{18}\text{O}$ elevados (Hoefs, 1997).

Durante la interacción de un fluido pobre en C con un carbonato, al aumentar la relación fluido-roca, la composición isotópica de oxígeno de la roca es modificada sustancialmente, mientras que la de $\delta^{13}\text{C}$ permanece constante. A partir de una cierta relación fluido-roca, esta relación se invierte, produciéndose un empobrecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ con una $\delta^{18}\text{O}$ constante (Hoefs, 1997).

El efecto de la temperatura durante la precipitación de un carbonato a partir de un fluido de composición original de $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$, y asumiendo que la especie dominante es el H_2CO_3 , un aumento en la temperatura da lugar a calcitas isotópicamente más ligeras, tanto en C como en O. La disminución en $\delta^{13}\text{C}$ es menor para el mismo rango de temperatura $\delta^{18}\text{O}$ (Hoefs, 1997).

Comparando los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las rocas carbonatadas en Peña Colorada con las rocas carbonatadas de la Sierra de Manantlán, se deduce que disminuye la relación fluido-roca conforme es mayor la distancia a partir del contacto del cuerpo mineralizado y/o es una función de la disminución de temperaturas de la interacción fluido-roca, o simplemente refleja un cambio en la composición isotópica del oxígeno del fluido a mayor distancia del cuerpo mineralizado.

La uniformidad de los valores $\delta^{13}\text{C}$ de las rocas carbonatadas en Peña Colorada comparadas con las rocas carbonatadas frescas de la Sierra de Manantlán indica que el fluido hidrotermal estuvo en equilibrio con las

calizas. Los pequeños halos isotópicos de carbono indican una baja interacción fluido-roca, y/o un cambio en las especies portadoras de C en el fluido hidrotermal con la distancia del yacimiento. Esto es, el fluido hidrotermal se caracteriza por tener casi la misma composición de C que las calizas de la Sierra de Manantlán. Por lo tanto, la capacidad del cambio en la composición isotópica de C de la roca disminuye significativamente al disminuir la relación fluido/roca conforme mayor es la distancia del cuerpo mineralizado. Por ello, los cambios significativos en la composición isotópica de carbono de la roca se dan cercanos al yacimiento donde la relación fluido-roca y las temperaturas son suficientemente altas para permitir el cambio en la composición isotópica del carbono.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las vetas tardías de la Sierra de Manatlán son más bajos que los valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la secuencia calcárea, sugiriendo que la circulación de los fluidos hidrotermales fue canalizada lejos del cuerpo mineralizado por las fracturas presentes en la Sierra de Manantlán. Esta interpretación lleva a sugerir que las fallas y fracturas presentes en la Sierra de Manantlán, probablemente jugaron un papel importante en la migración del fluido y fue donde se concentró la circulación de los fluidos. Ya que una disminución en la densidad de fracturas de estas zonas limita la precipitación de nuevo minerales carbonatados y la extensión del fluido circulante.

7. Conclusiones.

Las conclusiones que se han alcanzado en el desarrollo de este estudio son:

1.- Se definieron 9 facies: dolomía, *bindstone*, *mudstone-wackestone* bioclástico, *wackestone-packestone* bioclástico, *packestone-grainstone* de miliólidos, *rudstone-packestone* bioclástico, *grainstone* peloidal, sucesión de areniscas, lutitas, limolitas, conglomerado y conglomerado calcáreo.

2.- Las texturas de las rocas y la microfauna presente de la sucesión calcárea de la Sierra de Manantlán sugieren depósito en una plataforma somera de condiciones semirestringidas a restringidas, de facies lagunales.

3.- Las muestras colectadas en la Sierra de Manantlán presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ de 0.95 a 5.58 ‰ y de $\delta^{18}\text{O}$ de 20.42 a 27.67 ‰. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las calizas que presentan poca evidencia de recristalización indican depósito en plataforma somera de condiciones restringidas.

4.- La evidencia petrográfica y los valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ indican la circulación de fluidos isotópicamente pesado a elevadas temperaturas por la secuencia calcárea de la Sierra de Manantlán, durante la diagénesis por sepultamiento.

5.- Las vetas tardías de calcita de la Sierra de Manantlán tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 14.40 y 40.79 ‰, y $\delta^{13}\text{C}$ entre -10.61 y 3.81 ‰, indicando una fuerte contribución de CO_2 de varios tipos de materia orgánica, mientras los valores más positivos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las vetas tardías de calcita sugieren una precipitación en un sistema semicerrado.

6.- Los valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las calizas marmolizadas del depósito de Peña Colorada indican una reacción de las calizas con la circulación de fluidos hidrotermales. Los halos de alteración isotópica de oxígeno se detectan a varias decenas de metros lejos del cuerpo mineralizado, mientras los valores bajos de carbono se detectan a menos de 3 metros a partir del contacto con el cuerpo masivo de Fe. La disminución de estos valores en el área de la mineralización indican una alta temperatura y una alta relación fluido/roca.

7.- La aplicación de las anomalías isotópicas en la exploración regional de este tipo de yacimiento puede ser útil para identificar áreas de rocas carbonatadas que han sido afectadas por alteración hidrotermal cercanos a este tipo de depósito.

8 Investigaciones a futuro.

Los trabajos a futuro que se pueden plantear, con relación al yacimiento y a la secuencia calcárea de la Sierra de Manantlán, estarían destinados a lo siguiente:

(1) En relación a la serie carbonatada de la Sierra de Manantlán:

- Estudio diagenético en conjunto con el estudio de isótopos estables (C, O, Sr) y de elementos traza para establecer el origen y la historia diagenética de la secuencia calcárea.
- Estudio detallado de las fluctuaciones de los isótopos de carbono y oxígeno para determinar las excursiones periódicas influenciadas por cambios ambientales, los cambios de temperatura del agua y el efecto glacial.
- Estudio bioestratigráfico a fin de establecer mejor la edad de la secuencia.

(2) En relación al yacimiento de Fe de Peña Colorada:

- Estudio de inclusiones fluidas atrapadas en vetas de calcita y de otras fases silicatadas que forman parte del cuerpo masivo de Fe para determinar la composición y temperatura de los fluidos implicados en la formación del yacimiento.
- Estudio de isótopos radiogénicos para establecer la edad de los minerales y de isótopos estables (O, C, H) para establecer el origen de los diversos fluidos hidrotermales, la temperatura de mineralización y las condiciones geoquímicas del depósito.
- Estudio de la geoquímica del yacimiento para conocer la distribución de los contenidos de los elementos químicos relacionados de forma directa o indirecta con la mineralización, o afectado por los procesos que han formado o modificado el yacimiento. Para definir áreas de mayor interés minero.

9 Bibliografía.

- Allan**, J.R., and Matthews, R.K., 1982, Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, v. 29, 797-817.
- Alva**, L.M; 1991, Paleomagnetismo, magnetometría, mineragrafía y propiedades petrofísicas de yacimientos de fierro del sur de México. Tesis de Doctorado, Instituto de Geología, UNAM, 172 p. (inédita).
- Atwater**, T., 1970, Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America, *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513-3536.
- Bonet**, F., 1956, Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Congreso Geológico Internacional, 20, México, D.F., Monografía, 102p., 31 láms.
- Campa-Uranga**, M.F., and Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa-Uranga**, M.F., Ramirez, J.E. y Blome, J., 1982, La secuencia volcanico-sedimentaria metamorfozada del Triásico (Ladiniano-Cárnico) de la región de Tumbiscatio, Michoacán. *Soc. Geol. Mex. VI Conv. Nan. Resumen*, p. 48.
- Centeno**, G.E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J. and Ortega, G.F., 1993, Guerrero Terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, v. 21, p. 419-422.
- Consejo de Recursos Minerales**, 1994, Monografía geológica minera del estado de Colima, 90 p.
- Corona**, E.R., and Alencaster, G., 1995, Rudists from the Peña Colorada iron mine and la minita sulfide deposit, States of Colima and

- Michoacán, SW Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 12, p. 185-190.
- Corona**, E.R., 2000, Geología regional y modelo genético de los yacimientos de hierro de la porción suroccidental de México. Tesis de Doctorado, Instituto de Geología, UNAM, 171 p. (inédita)
- Cortes**, C.A., 2002, Depósitos de avalancha y flujos de escombros originados hace 3600 años por el colapso del sector suroeste del Volcán de Colima. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 120.
- Craig**, H. 1961b. Isotopic variations in meteoric waters; in Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd Ed. John Willey & Sons. 589 p.
- Dunham**, R.J., 1962, Clasificación de carbonates according to depositional texture, *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.* V. 1, p. 108-121.
- Engel**, A.E.J., Clayton, R.N., and Epstein, S., 1958, Variations in composition of oxygen and carbon in Leadville limestone (Mississippian, Colorado) and its hydrothermal and metamorphic phases: *Journal of Geology*, v. 66, p. 374-393.
- Flugel**, E., 1982, *Microfacies Analysis of Limestones*, Springer-Verlag, 633p.
- Ferrari**, V., Weissert, H., D'Argenio, B. and Buonocunto, F.P., 1997, Carbon-isotope stratigraphy : a tool for basin to carbonate platform correlation, *Terra Nova*, v. 9, p. 57-61.
- Friedman**, I., and O'Neil, J. R (1977). Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In M. Fleischer, ed., *Data of geochemistry*, chapter KK, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440-KK, 12p, and 49 fig. In Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd Ed. John Willey & Sons. 589 p.
- Faure**, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd Ed. John Willey & Sons. 589 p.

- Grajales**, N. J., y López-Infazon, M., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el prospecto Tomatlán, Guerrero-Jalisco. Proyecto C-1160. Internal report. Instituto Mexicano del Petróleo, 69 p.
- Hoefs**, J., 1997, Stable Isotope Geochemistry Springer-Verlag, p. 201.
- James**, N.P. and Choquette, P.W., 1984, Diagenesis 9. Limestones-the meteoric diagenetic environment. In: Tucker, M.E., y Wright, V.P., 1990, Carbonate Sedimentology, Blackwell Science, 482 p.
- Jenkyns**, H.C. Gale, A.S., and Corfield, R.M., 1994, Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance, Geol. Mag. V. 131, p. 1-34.
- Kesler**, S.E., Vennemann, T.W., Vazquez, R., Stenger, D.P., and Frederickson, G.C., 1996, Application of large-scale oxygen isotope haloes to exploration for chimney-manto Pb-Zn-Cu-Ag deposits: Geology and Ore Deposits of the American Cordillera, Geological Society of Nevada Symposium, Reno/Sparks, NV, April 1995, Proceedings, p. 1383-1396.
- Marshall**, J.D., 1992, Climatic and oceanographic isotopic from the carbonate rock record and their preservation. Geol. Mag., v. 129, p. 143-160.
- McCrea**, J.M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and the paleotemperature scale: Journal of Chemical Physics, v. 18, p. 849-857.
- Megaw**, P.K.M., 1990, Geology and geochemistry of the Santa Eulalia mining district, Chihuahua, México: Unpublished Ph.D. dissertation, University of Arizona.
- Moss**, S., and Tucker, M.E., 1995, Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urgonian Limestone Formation of SE

- France): near-surface and shallow-burial diagenesis, *Sedimentology*, v. 42, p. 853-874.
- Nesbitt, B.**, 1996, Applications of oxygen and hydrogen isotopes to exploration for hydrothermal mineralization, *Soc. Econ. Geol. Newsl.* 27, Oct. p. 8-12.
- Ohle, E.L.**, 1951, The influence of permeability on ore distribution in limestone and dolomite: *Economic Geology*, v. 67, p. 1-18.
- Pantoja, A.J.**, y Estrada, S., 1986, Estratigrafía de los alrededores de la mina de fierro de El Encino, Jalisco: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XLVII, núm. 1, p. 1-16.
- Parga, M.J.A.**, 1977, Prospecto Manzanillo. En Corona-Esquivel, R., 2000, *Geología regional y modelo genético de los yacimientos de hierro de la porción suroccidental de México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Doctor en Ciencias, 101 p.
- Pimentel, R.A.**, 1980, Prospecto Soyatlán de Adentro, IGPR-191. PEMEX (inédito).
- Pinckney, D.M.**, and Rye, R.O., 1972, Variations of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ texture and mineralogy in altered limestone in the Hill mine, Cave-in-Rock district, Illinois: *Economic Geology*, v. 67, p. 1-18.
- Reedmann, A.** and Friedmann, G.M., 1982, Exploration for carbonate petroleum reservoirs, In Hernández, R.U., 1999, *Facies, stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico*, Ph. D. Dissertation (unpublished), University of Reading, 322p.
- Schaaf, P.**, Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., Tolson, G. and Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwest México-geochronological evidence. *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.

- Scholle**, P.A., and Arthur, M.A., 1980, Carbon isotope fluctuation in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool, AAPG Bull. 64, p. 67-87.
- Sibley**, D.F. and Gregg, J.M., 1987, Classification of dolomite rock textures, J. Sed. Petrol., v. 57, p. 967-975.
- Smith**, S.A., 1990, A geological reconnaissance study of a middle Cretaceous marine volcanic arc: the stratigraphic evolution and subsequent strike-slip fragmentation of Colima Basin. En Serpa, L., Smith, S., Katz, C., Skidmore, C., Sloan, R., and Pavlis, T., 1992, A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the State of Colima, Mexico, Geofísica Internacional, v. 31, no. 4, p. 475-492.
- Tucker**, M.E., and Wright, V.P., 1990, Carbonate Sedimentology, Blackwell Science, 482 p.
- Trilla**, J., Camprubí, A., Centeno, G. E., Corona, E.R., Iriondo, A., Sánchez, M.S., Gasca, D.A., Cienfuegos A.E., y Morales, P.P., 2003, Estructura y edad del depósito de Peña Colorada (Colima): un posible equivalente fanerozoico de los depósitos de tipo IO CG, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 20, No. 3, p. 182-201.
- Veizer**, J.Y., and Hoefs, J., 1976, The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. Geochim. Cosmochim. Acta 40, 1397-1395.
- Velez**, S. D., 1990, Modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México. Boletín de la AMGP, vol. XL, No. 2, p. 1-35.
- Zürcher**, L., 1994, Paragenesis, Elemental Distribution and Stable Isotopes at the Peña Colorada Iron Skarn, Colima Mexico: The University of Arizona, master of science, 54 p.
- Zürcher**, L., Ruiz, J., and Barton M.D., 2001, Paragenesis, elemental distribution and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, México, Economic Geology, v. 96, p. 535-557.

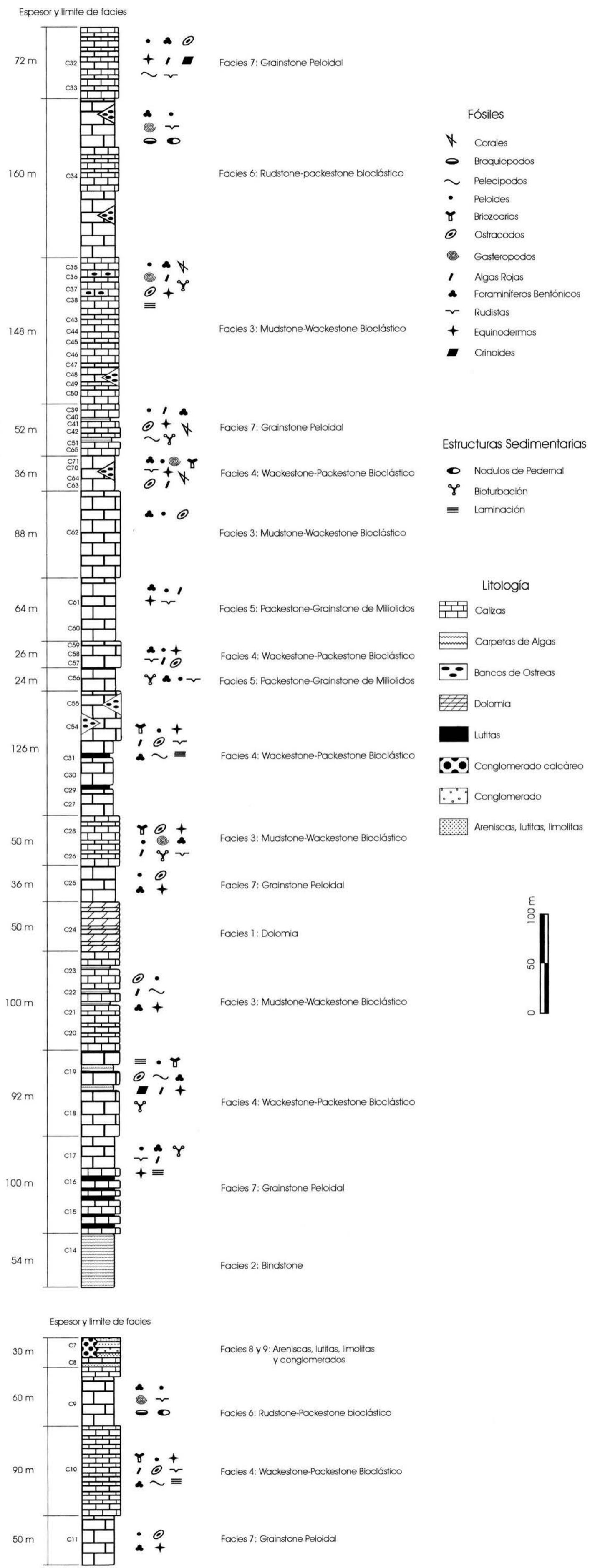


Fig. 6 Columna Estratigráfica de la Secuencia Calcárea de la Sierra de Manantlán

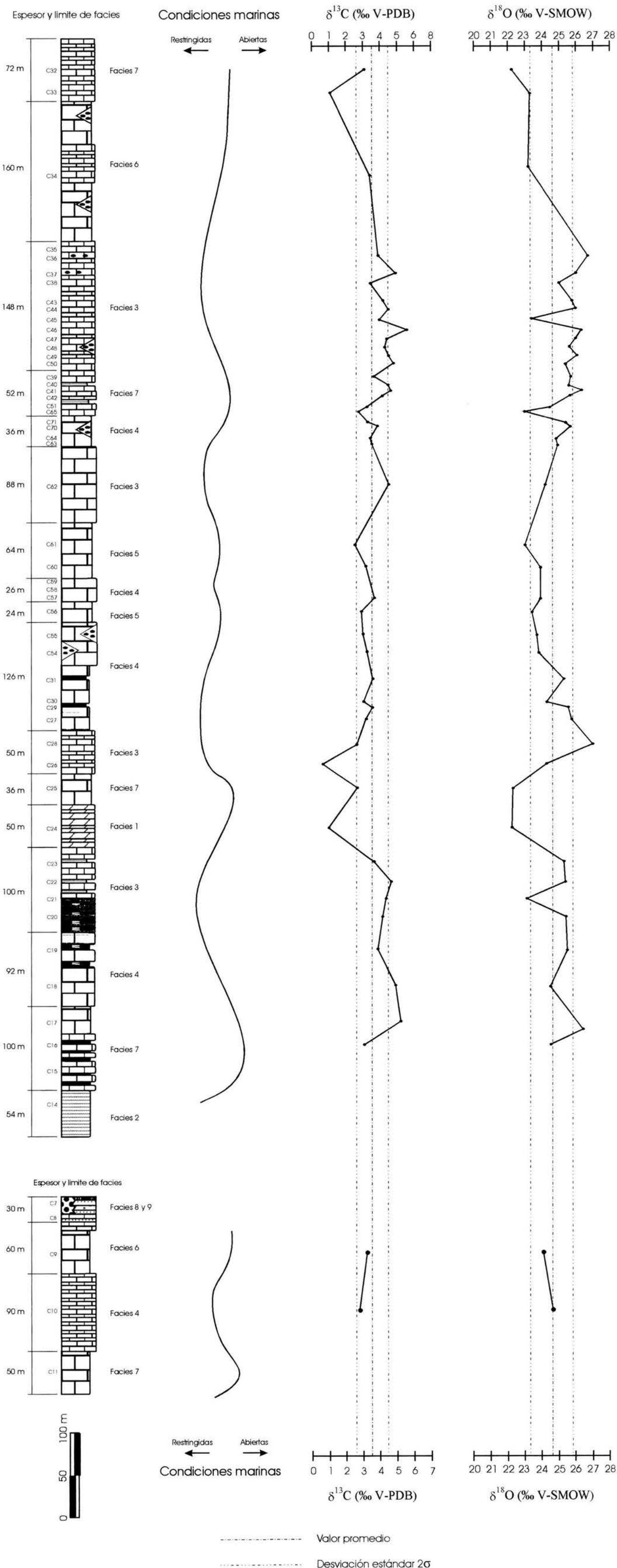
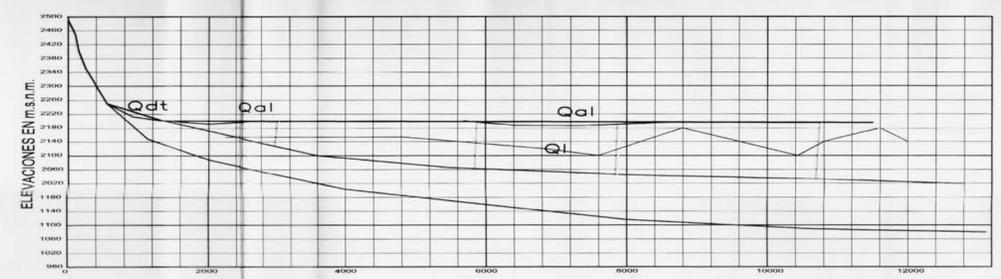


Fig. 26 Variaciones de los isótopos de carbono y oxígeno de la secuencia calcárea de la Sierra de Manantlán. Los valores promedio de $\delta^{13}\text{C}$ es 3.54 ‰ ($\sigma_1 = 0.94$) y de $\delta^{18}\text{O}$ es 24.72‰ ($\sigma_2 = 1.34$).

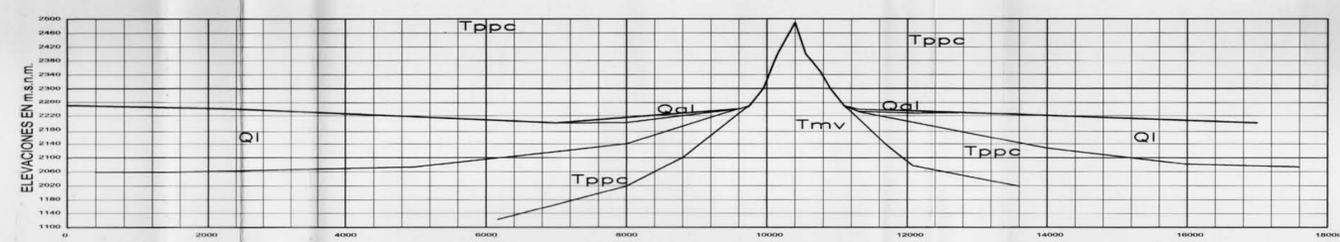
Y = 2150,000
 Y = 2175,000
 Y = 2170,000
 Y = 2165,000
 Y = 2160,000
 Y = 2155,000
 Y = 2150,000



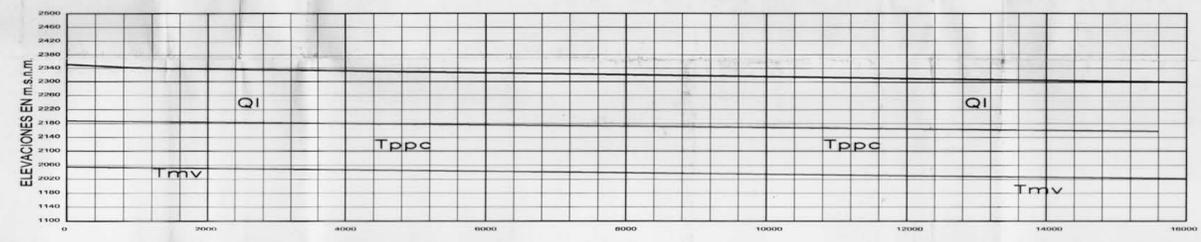
ESCALA GRAFICA
 ESCALA 1 : 75,000



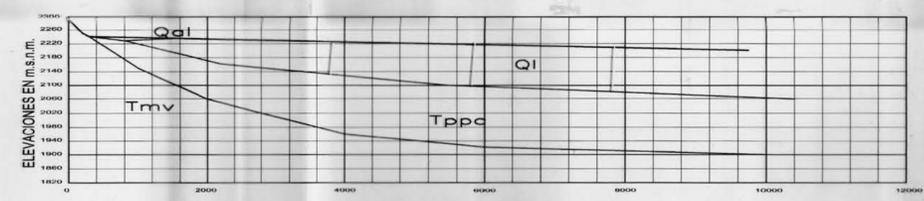
SECCION A-B



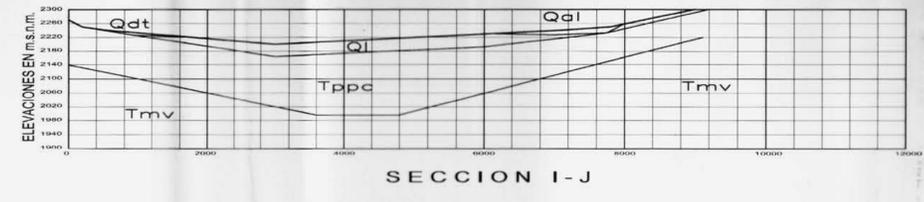
SECCION C-D



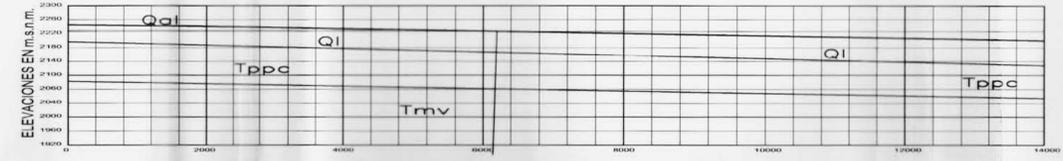
SECCION E-F



SECCION G-H



SECCION I-J



SECCION K-L



UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS

- Holoceno**
 - QI** Depósitos lacustres constituidos por sedimentos clásticos arcillosos, limoso, arenoso y vidrio volcánico.
 - Qal** Depósitos aluviales y fluviales de variable espesor y extensión, constituidos por grava, arena, limos y arcillas, varían conforme profundidad a conglomerados y brechas con intercalaciones de intercalaciones de arcillas, tobas e inclusive derrames lavicos basálticos y andesíticos, o bien, arenas, limos y arcillas con interstratificación de tobas de grano fino y lapilli intercalados con depósitos proclásticos. Los suelos se caracterizan por una gran heterogeneidad en la granulometría y por espesores que se adelgazan hacia sus márgenes.
- Pleistoceno**
 - Qdt** Depósitos de abanicos aluviales de variable espesor y extensión, caídos y rodados de bloques inestables y en menor proporción depósitos de grava y arena empacados en limos de color café claro, estos depósitos en conjunto frecuentemente llegan a alcanzar la planicie más próxima.
- Plioceno**
 - Tppc** Depósitos de abanicos aluviales constituidos por material proclástico y aluvial granular no consolidado.
 - Tpv** Rocas volcánicas constituidas por andesitas y dacitas de textura afanítica de color gris, así como tobas cristalinas, vítreas, liticas y pumilicas no consolidadas, intercaladas por derrames lavicos de color café grisáceo. Presentan fracturamientos por tectonismo.
- Mioceno**
 - Tmv** Tobas de lapilli muy fracturada de composición dacítica y andesítica de textura porfídica y estructura pseudostratificada, presenta intercalación de dos composiciones, una constituida por fragmentos angulosos de andesita tamaño arena, plagioclasas, ferromagnesianos y micas embebidos en una matriz microcristalina de color café color café oscuro al intemperismo y gris rojizo oscuro al fresco, su espesor varía de entre 2 cm a 15 cm, ocasionalmente presenta vesículas alargadas de hasta 25 cm de longitud; la otra secuencia presenta una composición de mayor contenido de plagioclasas, pequeños fragmentos angulosos de dacita tamaño arena y en menor proporción cuarzo y micas, embebidos en una matriz microcristalina, su espesor varía de 1 cm a 8 cm, color café claro al intemperismo y café rojizo claro al fresco, ocasionalmente presenta rodados embebidos en su textura de 10 cm y alineados de capas, características que indican la dirección del depósito. Se encuentran fracturadas y falladas.

SISMBOLOGIA GEOLÓGICA

- Contacto litológico
- Fallas
- Fracturas
- Grietas
- Sección A-A

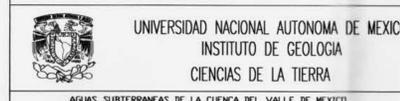
SIGNOS CONVENCIONALES

- Lindero de Estado
- Lindero del Distrito Federal
- Ferrocarril
- Carril Pavimentado
- Dleoducto
- Acueducto
- Canal
- Tunel
- Rio
- Presas y Lagunas
- Población

NOTAS

La cartografía se obtuvo a partir de:
 Fotografías aéreas de la Ciudad de México a escala 1:30,000 (L-6 F-008 a F 020, L-7 F 017 a F -029, L- 8 F 007 a F -019), tomadas el 2 de diciembre de 1994.
 Cartas topográficas de INEGI a escala 1:50,000 (E14A29 y E14A39 edición 1998)

Las secciones se basaron en el simposio sobre Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México, SMMS 1989, sirviendo de base para representar el agrietamiento de suelos lacustres, así como espesores de acuitardo y acuífero.



AGUAS SUBTERRANEAS DE LA CUENCA DEL VALLE DE MEXICO
 GRIETAS EN SUELOS LACUSTRES

ESCALA
 HOR 1 : 60000
 VER 1 : 12000

Elaboró: Xochitl Escobar Aubert
 No. de plano: PLANO No. 1
 MEXICO D.F.