



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Estudio de las facies sedimentarias de la Formación
Morelos y su relación con los rayos gamma y la
distribución de fracturas, en el Anticlinal Cuachi

T E S I S

PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTAN

ABASCAL HERNÁNDEZ GRISELDA

GARDUÑO MARTÍNEZ DIANA ELIZABETH

LEÓN FRANCISCO JUAN MANUEL

TUTOR: DR. MARTÍN CÁRDENAS SOTO

COTUTORES: DR. LUIS GERMÁN VELASQUILLO MARTÍNEZ

DR. GUSTAVO MURILLO MUÑETÓN



MÉXICO D.F., 2011



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue posible gracias al apoyo e iniciativa del Dr. Luis Germán Velasquillo, quien nos brindó su tiempo, conocimiento, dedicación y amistad. Agradecemos la paciencia y dedicación que siempre nos ofreció.

Al Dr. Gustavo Murillo por su valioso apoyo, quien nos asesoró generosamente.

Al Dr. Manuel Grajales Nishimura, por la amabilidad y apoyo mostrados durante la realización de este trabajo.

A Don Memo, gracias por apoyarnos con la realización de las láminas delgadas, a Marcela Ugarte por su ayuda con el Microscopio Electrónico de Barrido y al Dr. Renato Castro por a su asesoría. Al Instituto Mexicano del Petróleo por el equipo y material empleado.

A los sinodales: Dr. Martín Cárdenas, Dr. Gilberto Silva, M.C. Emiliano Campos, Ing. Guadalupe Alvarado y al Ing. José Luis Arcos, por sus acertados comentarios en la revisión de este trabajo.

Dedico este trabajo a mis padres y hermanos por su apoyo y cariño incondicional. A mis amigos por todo su apoyo a lo largo de mi carrera, especialmente a Diana y Juan Manuel, gracias por todas las risas compartidas. Fernando, sin tu apoyo no habría logrado llevar a cabo tantos proyectos, gracias por todo. Agradecimientos especiales a los Doctores Gilberto Silva y Dante Morán por todo su apoyo durante la realización de este trabajo.

Griselda

Gracias a mis padres y a mis hermanos por la confianza que me brindaron para el logro de mis metas. A todos mis amigos y en especial a los más cercanos y compañeros de tesis, Gris y Juan, por su tolerancia, aunque Juan a veces era medio neurótico. Agradezco al Dr. Gilberto Silva por el apoyo académico durante toda la carrera y por su valiosa amistad.

Diana

A mi familia, especialmente a mis hermanas. A mis amigos, los quiero mucho. A Gris y Diana por ser más que amigas. Al Ing. Miguel Vera, por el apoyo que siempre me ha brindado. Gracias a todos.

Juan Manuel

ESTUDIO DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN MORELOS Y SU RELACIÓN CON LOS RAYOS GAMMA Y LA DISTRIBUCIÓN DE FRACTURAS, EN EL ANTICLINAL CUACHI

Contenido

RESUMEN	7
I. INTRODUCCIÓN.....	8
1.1 Objetivo.....	8
1.2 Localización del área de estudio.....	8
1.3 Vías de acceso.....	10
1.4. Generalidades.....	10
II MARCO GEOLÓGICO	13
2.1 Provincia fisiográfica	13
2.2 Provincia geológica	14
2.3 Terreno tectonoestratigráfico	14
2.4 Estratigrafía regional.....	15
2.5 Historia Geológica.....	25
III MARCO TECTÓNICO	29
3.1 Antecedentes	29
3.2.1 Margen Oriental	30
3.2.2 Margen Poniente.....	30
3.2.3 Margen Sur y Norte.....	32
3.3 Principales episodios tectónicos	32
3.3.1 Deformación Laramídica.....	33
3.3.2 Deformación durante el Terciario Inferior.....	34
3.4 Descripción de los principales rasgos estructurales en el área de estudio .	34
IV. FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN MORELOS.....	35
4.1 INTRODUCCIÓN	35

4.1.1 Factores que intervienen en la naturaleza, composición y distribución de los sedimentos.....	35
4.2 OBJETIVOS.....	39
4.3 METODOLOGÍA.....	39
4.3.1 Revisión bibliográfica del área de estudio.....	39
4.3.2 Medición de secciones estratigráficas.....	39
4.3.3. Análisis petrográfico.....	44
4.3.4. Análisis de facies.....	44
4.4 TIPOS Y DESCRIPCIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN MORELOS.....	50
4.5 ASOCIACIÓN DE FACIES.....	69
4.5.1. Ciclos estratigráficos.....	71
4.6 PRINCIPALES RASGOS DIAGENÉTICOS EN LAS FACIES DE LA FORMACIÓN MORELOS.....	73
4.6.1 Conceptos generales.....	74
4.6.2. Principales rasgos diagenéticos durante la eodiagénesis.....	74
4.6.3. Principales rasgos diagenéticos durante la mesodiagénesis.....	76
4.6.4. Principales rasgos diagenéticos durante la telodiagénesis.....	79
V. DISTRIBUCIÓN DE FRACTURAS TECTÓNICAS EN LAS FACIES DE LA FORMACIÓN MORELOS.....	80
5.1 INTRODUCCIÓN.....	80
5.2 OBJETIVO.....	81
5.3 MECANISMOS DE FRACTURAMIENTO.....	81
5.3.1 Fracturas Tectónicas.....	82
5.4 ARREGLO ESPACIAL DE FRACTURAS.....	88
5.5 DENSIDAD DE FRACTURAS.....	89
5.6 METODOLOGÍA.....	90
5.6.1 Espesor de los estratos.....	90
5.6.2 Atributos de las fracturas.....	91
5.6.3 Corrección de datos.....	94

5.6.4 Distribución de frecuencia de fracturas.....	96
5.7 RESULTADOS.....	97
5.7.1 Influencia del espesor de los estratos en la densidad de fracturas	103
5.7.2 Relación de la textura de las rocas carbonatadas en la densidad de fracturas	104
VI. RESPUESTA DE LOS RAYOS GAMMA EN LAS FACIES DE LA FORMACIÓN MORELOS.....	107
6.1 INTRODUCCIÓN	107
6.2 OBJETIVO	108
6.3 GENERALIDADES.....	108
6.4 REGISTRO DE RAYOS GAMMA	109
6.5 EQUIPO DE MEDICIÓN	112
6.5.1 Errores de medición.....	114
6.6 METODOLOGÍA	115
6.7 RESULTADOS.....	118
6.7.1 Patrones en el espectro de RG.....	120
6.7.2 Respuesta a los ciclos estratigráficos.....	130
ANEXOS	142
ANEXO 1a. Análisis petrográfico secciones 1 y de reconocimiento.....	142
ANEXO 1b. Análisis petrográfico de la sección 2.....	148
ANEXO 1c. Análisis petrográfico de la sección 3.....	152
Anexo 2a. Mediciones de <i>Scan Lines</i>	154
Anexo 2b. Correcciones de los datos de <i>Scan Lines</i>	167
Anexo 2c. Gráficas de frecuencia acumulativa vs aperture.	184
Anexo 3. Mediciones del espectrómetro de rayos gamma en el Anticlinal Cuachi.	188
REFERENCIAS.....	201

RESUMEN

Las facies carbonatadas de la Formación Morelos estudiadas en el anticlinal Cuachi, corresponden a secuencias perimareales, lo que indica fluctuaciones en el nivel del mar (submarea – intermarea/supramarea). Estos cambios son evidenciados por ciclos, los cuales se aprecian claramente por la geometría de los estratos, en la cima de cada ciclo estos son de espesores delgados (intermarea-supramarea), mientras que los estratos de submarea frecuentemente corresponden a estratos gruesos.

En las secciones estratigráficas se presentan abundantes intercalaciones de tobas, que varían de milímetros hasta 5 centímetros de espesor. Lo que sugiere una actividad volcánica simultánea al depósito de la Formación Morelos.

La densidad de fracturas es un atributo esencial, el cual describe la abundancia de fracturas en un cuerpo rocoso y puede ser difícil de determinar en la superficie. El método utilizado para cuantificar la densidad de fracturas consideró las dimensiones de aperturas de las fracturas medidas, infiriéndose en algunas familias que la densidad de fracturas estaba controlada por las facies y/o la cantidad de granos micríticos.

En el análisis de rayos gamma muestra que el perfil de la curva de potasio está controlado por el contenido de arcillas en la matriz carbonatada, como lo comprueba el análisis químico y las imágenes en alta resolución. Las tobas intercaladas en las calizas, representan los valores más altos en la respuesta de rayos gamma por su alto contenido de feldespatos. En el perfil de la curva de uranio se observa que los valores más altos corresponden a facies con presencia de estromatolitos, así como por el contenido de hidrocarburos en la roca.

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivo

El objetivo principal de este trabajo fue identificar las facies sedimentarias de la Formación Morelos-Cuautla con la finalidad de conocer el ambiente de depósito. Asimismo, se buscó determinar la posible correlación entre la densidad y distribución de fracturamiento con la distribución de facies. Finalmente se realizó un análisis de registros de Rayos Gamma para tratar de establecer su utilidad en el estudio de la distribución de facies.

1.2 Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra en el cerro Cuachi al que se denominó anticlinal Cuachi, está localizado al norte de Atotonilco Municipio de Tepalcingo, Morelos, y se ubica geográficamente entre los paralelos 18° 31' y 18° 41' N y los meridianos 98°50' y 98°51' W (Fig.1.1). Limita al norte con los municipios de Ayala y Jonacatepec; al sur con el Estado de Puebla y el municipio de Tlaquiltenango; al este con el municipio de Axochiapan; y al oeste con los municipios de Ayala y Tlaquiltenango.

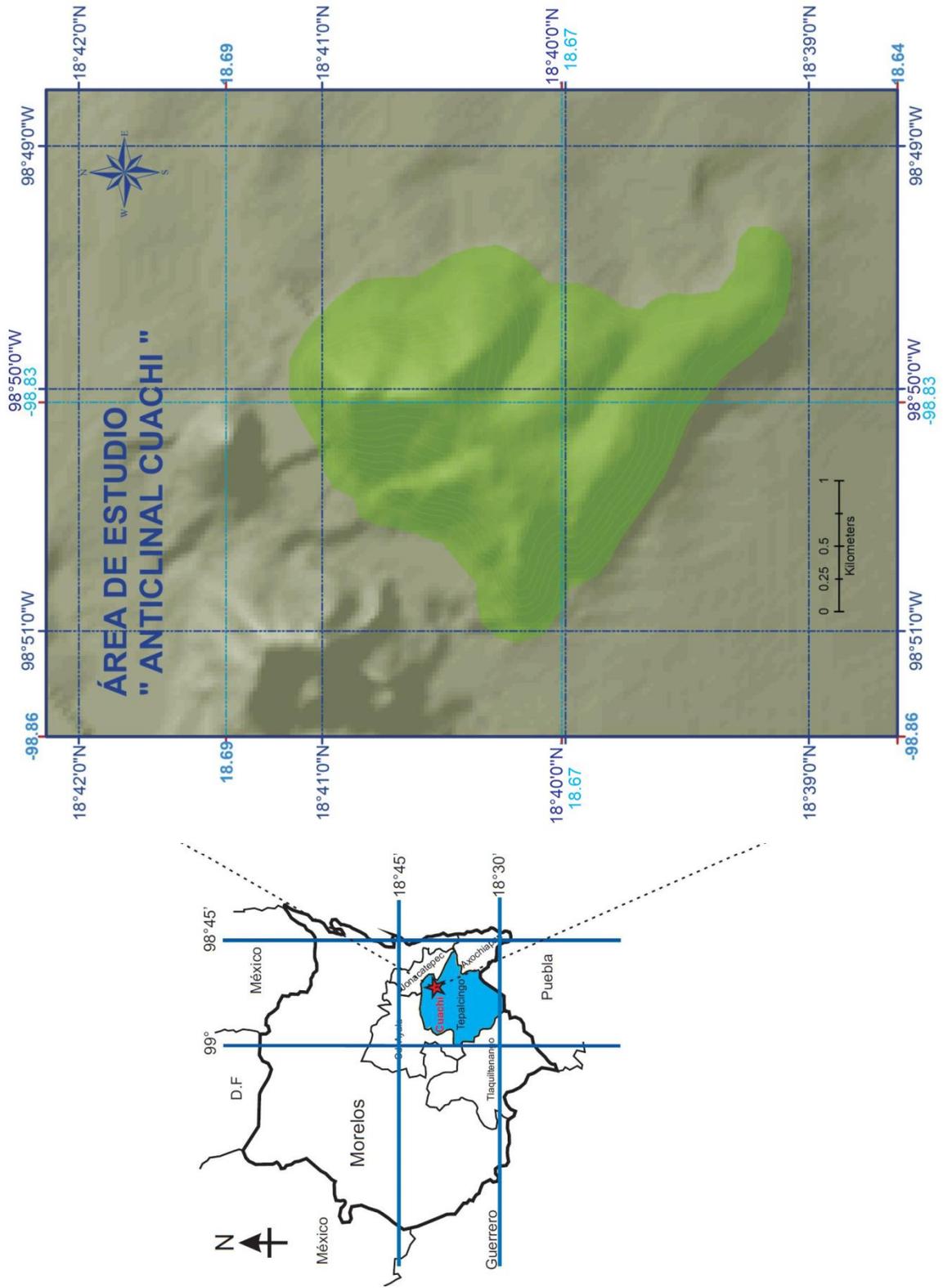


Fig. 1.1 Ubicación de la zona de estudio (anticlinal Cuachi).

1.3 Vías de acceso

Las principales vías de acceso son por la Autopista México-Cuernavaca y por la Autopista México-Puebla con desviación a la carretera federal 160 Cuautla - Izúcar de Matamoros, hasta el entronque con el poblado de Atotonilco, siguiendo por el camino de terracería hacia el NE (Fig. 1.2)

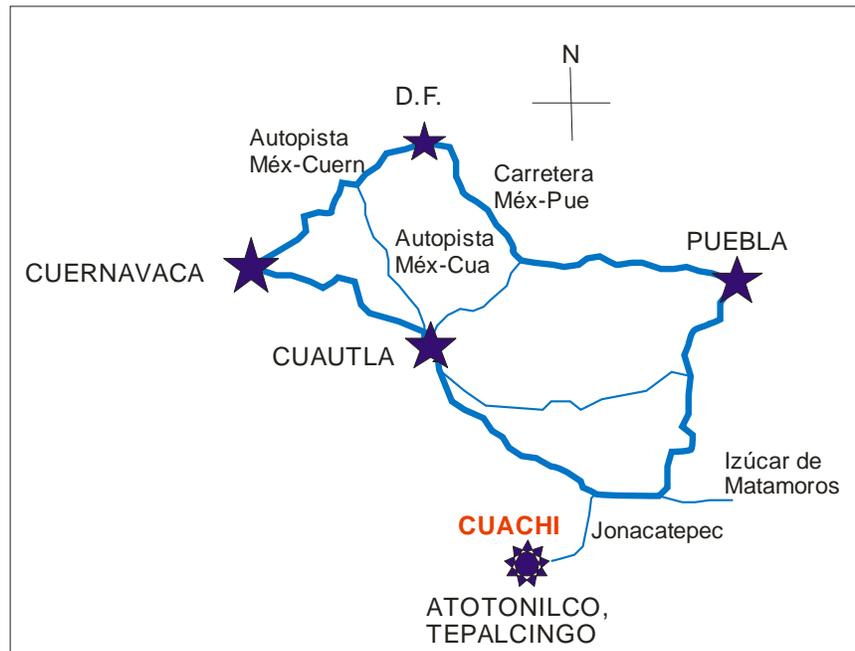


Fig. 1.2. Acceso al área de estudio.

1.4. Generalidades

El Municipio de Tepalcingo cuenta con una superficie territorial de 349.713 kilómetros cuadrados. Por su extensión es el segundo en la entidad. Se localiza a una altura promedio de 1,152 msnm. De acuerdo al II Censo de Población y Vivienda en el 2005, el municipio cuenta con un total de 23,209 habitantes.

Clima

Según la clasificación climática de Copen, modificada por García (1987), el clima predominante en Tepalcingo es cálido subhúmedo, con lluvias en verano, con una temperatura media anual de 20.3° C y precipitación media anual de 885.3 mm.

Vegetación

El tipo de vegetación que predomina en el municipio es de Selva Baja Caducifolia, se encuentra distribuida de los 1000 a los 1300 m.s.n.m.

Fauna

Presenta una amplia variedad de comunidades de animales debido a la heterogeneidad ambiental (ardilla, armadillo, murciélago, mapache, tlacuache, entre otros). La Reserva de la Biósfera Sierra de Huatla a la que pertenece Tepalcingo ha reportado cinco familias de anfibios con 11 especies y 17 familias de reptiles con 52 especies. Respecto a las aves se han reportado 38 familias con 180 especies. Respecto a los mamíferos se han reportado 18 familias con 66 especies.

Suelo

El tipo de suelo predominante en la región es el regosol, formado por materiales no consolidados, poseen una baja capacidad de retención de humedad por lo que son fáciles de erosionarse, sus fertilidad es variable y su uso agrícola esta principalmente condicionado a su profundidad.

Hidrología

Tepalcingo pertenece a la Cuenca Hidrológica del río Nexapa ubicada en la Región Hidrológica No. 18, Río Balsas (Fig. 1.3), y forma parte del acuífero de Tepalcingo-Axochiapa, de acuerdo a la regionalización de la Comisión Nacional de

Agua. El municipio cuenta con ocho manantiales, siendo Atotonilco uno de los principales.

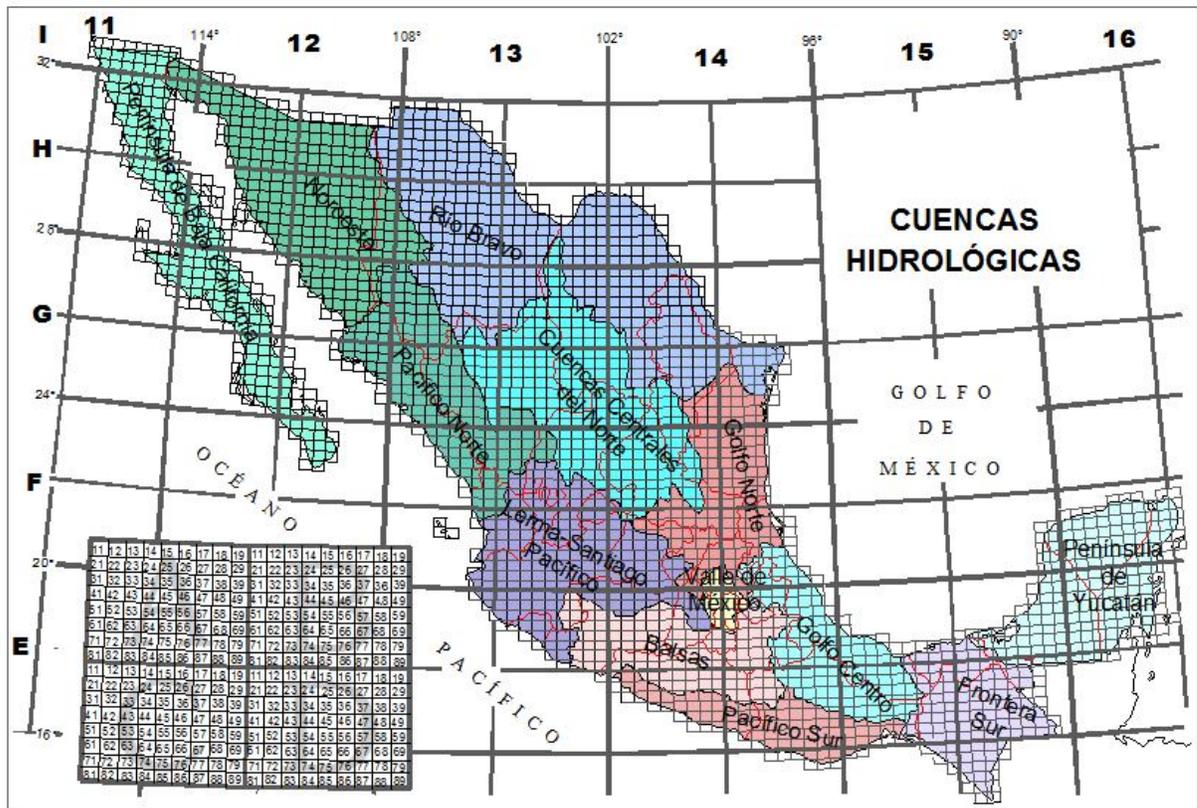


Fig. 1.3. Mapa de la distribución de las cuencas hidrológicas de México.

II MARCO GEOLÓGICO

2.1 Provincia fisiográfica

De acuerdo al INEGI (2010) el área de estudio está localizada en la provincia del Eje Neovolcánico dentro de la subprovincia de Lagos y Volcanes de Anáhuac. La subprovincia abarca el 44.45% del estado de Morelos. El anticlinal Cuauchi se encuentra en un extenso llano de lomerios que se extienden desde el poblado de Yautepec hasta Axochiapan (Álvarez, 1958). Sin embargo, recientemente y debido a la gran diferencia que existe entre las montañas del norte del Estado, con la peniplanicies del Este, la región del área de estudio ha sido ubicada en la provincia Sierra Madre del Sur dentro de la subprovincia Depresión del Balsas (Contribuciones a la investigación regional del estado de Morelos, 2000, Fig. 2.1).



Fig. 2.2 Ubicación del área de estudio dentro de Provincias fisiográficas de México. (Modificado de INEGI, 2010).

2.2 Provincia geológica

El área de estudio pertenece a la denominada Provincia Geológica Plataforma de Morelos (Ortega-Gutiérrez et. al., 1992), la cual se caracteriza por rocas sedimentarias cretácicas marinas y que está delimitada al Norte por el Eje Neovolcánico, al oeste por la Cabalgadura Teloloapan y al este por la Cabalgadura de Papalutla.

2.3 Terreno tectonoestratigráfico

Con relación a la clasificación tectonoestratigráfica de México de Campa y Coney (1983), el área de estudio se ubica dentro del Terreno Mixteco, para el que se ha inferido un basamento de rocas metamórficas del Complejo Acatlán de edad paleozoica (Ortega-Gutiérrez, 1981) y una cubierta de rocas sedimentarias y volcánicas, que abarcan edades desde el Jurásico al Terciario (Campa y Coney, 1983, Fig. 2.3). Recientemente y debido a la falta de rocas expuestas del basamento y por las fallas Papalutla y Teloloapan que delimitan la provincia se ha sugerido como un posible nuevo terreno tectonoestratigráfico a la Plataforma Morelos (Ortega-Gutiérrez et al., 2008).

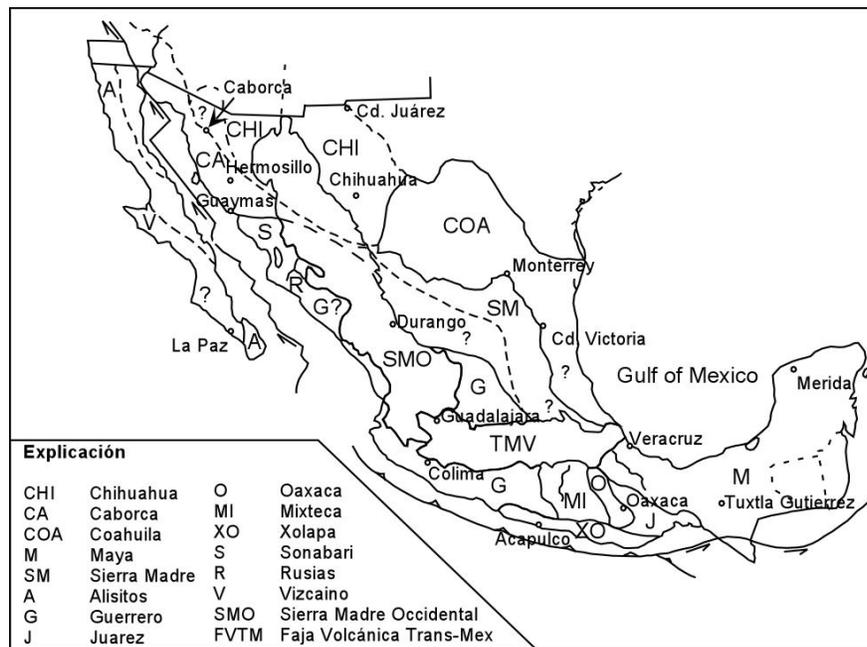


Fig. 2.3. Terrenos tectonoestratigráficos según Campa y Coney (1983).

2.4 Estratigrafía regional

El área de estudio forma parte de una plataforma carbonatada Cretácica, conocida como Plataforma Guerrero-Morelos (PGM), cuyas unidades litoestratigráficas fueron descritas por Fries (1960; 1965) y De Cserna y Fries (1978). La PGM está representada por una sucesión sedimentaria marina que se extiende en los estados de Morelos, Guerrero y el sur de México. Las unidades litoestratigráficas más antiguas expuestas en la región son las pertenecientes a la Formación Morelos. El área de estudio se ubica dentro del Terreno Mixteco, y de acuerdo a esto se infieren las unidades inferiores, incluyendo el basamento metamórfico de edad Paleozoica del Complejo Acatlán de acuerdo a Ortega-Gutiérrez et al. (2008) y las formaciones Olinalá, Las Lluvias, el Grupo Tecoyoyuca y la Formación Zicapa (Fig. 2.4). La descripción de estas unidades se presenta a continuación:

Basamento

El basamento expresado por rocas metamórficas fue nombrado Complejo Acatlán por Ortega-Gutiérrez (1981) y dividido en los subgrupos Petlalcingo y Acateco. En estos subgrupos se distinguieron cuatro unidades metasedimentarias y una de origen esencialmente magmático. El resto del Complejo Acatlán lo forman tres unidades graníticas que intrusionan a las anteriores.

En el área tipo, el Complejo Acatlán incluye unidades metasedimentarias tales como pizarra, filita, esquisto, gneiss, migmatita. En tanto que las unidades metaigneas están formadas por rocas verdes ofiolíticas, metagranitos y por milonitas. Ortega-Gutiérrez (1978) infiere para estas rocas una edad Paleozoica.

Formación Olinalá

Sobreyaciendo discordantemente al Complejo Acatlán se encuentra la Formación Olinalá descrita por Flores de Dios y Buitrón (1982). Esta formación está representada por una sucesión sedimentaria de conglomerados polimícticos, arenisca y limolitas, y de una sucesión de carbonatos a rocas clásticas finas.

Su localidad tipo se encuentra en la cañada de los Arcos, Guerrero; se han reportado espesores de 550 m (Flores de Dios y Buitrón, 1982), de acuerdo a Corona-Esquivel (1983) es de 635 m, sin embargo recientemente en 2006 Juárez-Arriga reportó un espesor de 800 m.

Flores de Dios y Buitrón (1982) le atribuyen una edad Pensilvánica Tardía-Triásico por correlación bioestratigráfica, sin embargo también por correlación bioestratigráfica Corona-Esquivel (1983) limita a la Formación Olinalá al Pérmico Superior.

Formación Las Lluvias

Esta unidad litoestratigráfica cubre discordantemente a la Formación Olinalá y está constituida por tobas e ignimbritas de composición ácida a intermedia, con una edad correspondiente al Triásico (Corona-Esquivel, 1983). En su localidad tipo, sobre el arroyo Los Arcos cerca del paraje Las Lluvias presenta una textura porfídica de color crema al fresco y amarillo crema al intemperismo y presenta pseudoestratificación. Su espesor varía entre 50 y 80 m. Esta unidad se correlaciona hacia el oeste de la plataforma con el Esquisto Tejupilco.

Grupo Tecocoyunca

De acuerdo a Erben (1956a) este grupo está conformado por las formaciones Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucuñuti, siendo su localidad tipo la Barranca de Tecocoyunca, Guerrero. Su espesor tiene una variación de 250 m hasta 510 m (Cerca, 2004).

El Grupo Tecocoyunca está representado por estratos de areniscas, limolitas, lutitas, margas y calizas. En la parte basal se han reportado rocas correspondientes a un origen continental y que pasan gradualmente a intercalaciones marinas hasta ser completamente de origen marino en la cima (Corona-Esquivel, 1983). Se le asigna una edad del Jurásico Medio de acuerdo a las amonitas presentes (Erben, 1956a y 1956b).

Formación Zicapa

El nombre de esta unidad fue propuesta por De Cserna et al. (1980) y la describen como lechos rojos continentales de limolita, arenisca y conglomerado, cuya localidad tipo se encuentra sobre el Río Balsas, cerca del poblado de Zicapa, Guerrero, donde le asigna un espesor de 700 m. Sin embargo, Cerca y Ferrari (2000) reportan un espesor aproximado de 1000 m.

La Formación Zicapa fue depositada en un ambiente fluvial (Hernández Romano, 1999) y con base a la posición estratigráfica se le asigna una edad de Aptiano-Albiano (Cserna et al., 1980), aunque con un análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en flujos de lava intercalados con los conglomerados se obtuvo una edad Barremiana (127 ± 2 Ma, Fitz-Díaz et al., 2002).

Esta formación se correlaciona al oeste con la Anhidrita Huitzucó que en un principio Fries (1960) la ubicó como la parte basal de la Formación Morelos

asignándole una edad Albiano. Sin embargo, De Cserna et al. (1980) quienes la proponen como una unidad independiente y la ubican hasta el Aptiano; la describen básicamente de anhidrita, y ocasionalmente se presentan yesos. Esta unidad a su vez se correlaciona hacia la parte centro-occidental de la plataforma con la Formación Acahuizotla. De Cserna (1965) la describe como calizas arcillosas interestratificadas con limolitas calcáreas. A su vez la Formación Acahuizotla se correlaciona hacia la parte occidental de la plataforma con la Formación Xochicalco, que describe Fries (1960) como calizas de capas de espesor variable con abundancia de nódulos y lentes de pedernal intercalado.

Formación Morelos

Esta unidad fue definida por Fries (1960), sin embargo, no le asignó una localidad tipo debido a que en la zona donde está expuesto su mayor espesor no aflora la base de ésta formación. Fries (1960) describe esta unidad como una sucesión de capas de caliza y dolomías interestratificadas, con nódulos de pedernal y fósiles silificados, con variación textural entre calcilutita (*sic*) y calcirudita (*sic*) siendo la más común la calcarenita (*sic*).

En trabajos recientes (Hernández-Romano, et al., 1997; Hernández-Romano, 1999; Aguilera-Franco, 2003; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004) se ha descrito a la Formación Morelos como una intercalación de packstone y wackestone de bioclastos, peloides e intraclastos con gran abundancia de organismos de plataforma interna. También se encuentran grainstone, floatstones y rudstone, depositados en una plataforma epeírica de condiciones semi-restringidas, que comúnmente se presentan en paquetes de ciclos de somerización. Las dimensiones de la PGM se estiman de acuerdo a los afloramientos de esta unidad con aproximadamente 150 km de ancho por 250 km de largo. La fauna predominante consiste en foraminíferos bentónicos, en su mayoría miliólidos y lituólidos; así como fragmentos de moluscos (pelecípodos,

gasterópodos), ostrácodos, entre otros. La sucesión calcárea presenta algunas zonas de dolomitización.

El espesor de esta unidad es muy variable, debido a la paleogeografía en la que fue depositada, así como la erosión postdeposicional (De Cserna, 1978). Los espesores reportados oscilan entre los 600 m y 1000 m (Fries, 1960; González-Pacheco, 1991; Hernandez-Romano, et al., 1997; De Cserna, 1980), sin embargo Ontiveros-Tarango (1973) reporta en el cerro de Acuitlapan un espesor de hasta 1430 m.

De acuerdo a la columna idealizada (Fig. 2.4), el contacto basal de la Formación Morelos es transicional con la Formación Zicapa (De Cserna et al., 1980; Urrutia-Fucugauchi, 1988; Cerca y Ferrari, 2000).

La relación estratigráfica de la Formación Morelos con su unidad suprayacente, la Formación Mexcala, inicialmente fue reportado por Fries (1960) como un contacto discordante hacia la parte oriental y nororiental de la PGM, sin embargo, éste contacto no se ha vuelto a reportar. Los estudios más recientes (Hernández-Romano, 1999; Aguilera-Franco, 2003; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004) han demostrado que el contacto en la frontera del Cenomaniano – Turoniano es de tipo transicional y que fue suscitado por un evento anóxico, por lo que la plataforma sufrió un rápido ahogamiento en ese periodo, hacia la parte oriental de la PGM primero pasó a condiciones de plataforma abierta, en este sector las facies corresponden con las de la Formación Cuautla. Posteriormente, experimentó también un ahogamiento al pasar a condiciones pelágicas. Esto explica que en el contacto hacia la parte occidental el cambio sea directamente a estas facies pelágicas, la evidencia se muestra en la frontera Cenomaniano – Turoniano (Aguilera-Franco, 2003; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004) donde una gran cantidad de organismos bentónicos desaparece abruptamente. Esto se debió a la incursión de aguas pobres en oxígeno (Arthur, 1987), lo que provocó que la producción de carbonatos cesara. Debido a estas condiciones de anóxia y ahogamiento de la plataforma, en el presente trabajo no se considera a la

Formación Cuautla como una unidad independiente, sino como a la parte basal transicional de la Formación Mexcala con la Formación Morelos.

Fries (1960) le ha asignado a la Formación Morelos una edad Albiano medio – Cenomaniano medio de acuerdo al contenido de los microfósiles *Dicylina schlumbergeri* Munier-Chalmas y *Nummolocuina himi* Bonet, aunque no se tienen muchos trabajos que reporten y corroboren la edad de la parte inferior de esta unidad. En cuanto a la parte superior (Aguilera-Franco, 2003; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004) le ha asignado una edad Cenomaniano Tardío con base en sus estudios bioestratigráficos.

Formación Mexcala

Nombre propuesto por Fries (1960) a una sucesión de capas marinas que hacia la base incluyen calizas arcillosas oscuras de tipo packstone-wackestone de bioclastos con calciesferúlidos, foraminíferos bentónicos y radiolarios. Hacia la cima se presentan lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados. La sección tipo se encuentra sobre el Río Mexcala o Río Balsas (Fries, 1960, Aguilera-Franco et al., 1988).

La parte basal de la unidad corresponde a tres asociaciones de facies (Hernández-Romano, 1997): plataforma abierta (wackestones y packstones arcillosos de equinodermos, moluscos y calciesferulidos), prodelta (lutitas limosas y limolitas arcillosas de escasos calciesferulidos y texturalidos) y pelágica (wackestones y packstones gris oscuro a negro laminadas de globigerinidos y calciesferulidos).

La Formación Mexcala corresponde a un ambiente de cuenca pelágica con edad del Cenomaniano tardío al Maastrichtiano.

Grupo Balsas

El Grupo Balsas fue descrito originalmente por Fries (1960) para denominar a rocas de una litología muy variada que incluye yesos, calizas lacustres, conglomerados, areniscas, tobas y derrames volcánicos. El Grupo Balsas es dividida en dos unidades sedimentarias y dos piroclásticas (Morán et al., 2007). La unidad inferior (Formación Tepetlapa) presenta en su base conglomerados matriz-soportados que gradúan hacia la parte media y superior a capas de arenisca con estratificación imperfecta e intercalaciones de lentes de conglomerado matriz-soportado con algunos derrames intercalados de andesita y basalto. La unidad superior (Formación Huajintlán) presenta una granulometría notablemente más gruesa, representada por conglomerados matriz-soportados con algunos lentes de arenisca conglomerática. Esta unidad subyace en discordancia a la ignimbrita Tilzapotla. Este Grupo se encuentra ampliamente distribuido dentro de la cuenca del Río Balsas en los estados de Morelos, Guerrero, México y Michoacán.

Formación Tlaica

El nombre de esta unidad fue propuesta por Fries (1965) para una secuencia principalmente de ignimbritas con derrames y brechas volcánicas de composición riolítica y la correlaciona con la Riolita Tilzapotla. Su localidad tipo se encuentra a medio kilómetro al norte del poblado de Tlaica en el Estado de Morelos. Grajales-Nishimura y Sánchez-Hernández (1979) observaron a esta unidad en concordancia con el Grupo Balsas y en discordancia con la Formación Cuautla cerca del Cerro Colorado, Morelos.

Por correlación con la Riolita Tilzapotla Fries (1965) le asigna una edad Oligoceno Superior.

Intrusivos Terciarios

Los intrusivos son de tipo granodioritas, monzonitas, cuarzomonzonitas, tonalitas, sienitas y dioritas, siendo las primeras las mejor expuestas, de textura porfídica y matriz fanerítica, y las últimas las más escasas (Grajales et al., 1979). Estos cuerpos intrusivos provocaron el metamorfismo de las rocas encajonantes produciendo calizas recristalizadas, mármoles y skarns.

Estos intrusivos relacionados con la culminación del arco magmático laramídico se han fijado con edad Oligocénica; por K/Ar Damon et al., (1982) y Grajales-Nishimura et al., (1980) fijan edades de $35 \pm 1\text{Ma}$ y $38 \pm 3\text{Ma}$ respectivamente; mientras que por el método plomo-alfa De Cserna et al. (1974) asigna una edad de $30 \pm 3\text{Ma}$. a muestras del intrusivo de Tlaica, Morelos.

Formación Coayuca

Fries (1966) describe y divide a esta formación en tres miembros: depósitos siliciclásticos, carbonatos y yesos. Le asigna una edad de Mioceno – Plioceno con base en las relaciones estratigráficas que guarda con otras unidades. Sin embargo, recientemente Ramírez-Arriaga et al. (2008) le asigna una edad de Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano basado en asociación palinológica y además propone incluirla dentro del Grupo Balsas.

Formación Cuernavaca

Esta unidad descrita por Fries (1960) tiene una litología compleja, principalmente de conglomerados, formando un abanico aluvial de grano medio a grueso cuyos constituyentes son casi exclusivamente de rocas volcánicas andesíticas, así como otros fragmentos de material volcánico terciario. También se han reportado clastos

de caliza provenientes de conglomerados calcáreos del Grupo Balsas, cuya matriz es tobácea; adicionalmente, existen intervalos netamente tobáceos con buena estratificación (Fries, 1960; Rodríguez-Lara, 1997). De Cserna y Fries, (1981) consideran a esta Formación de edad Plioceno superior.

Grupo Chichinautzin

Fries (1960) propone este nombre para las corrientes lávicas, estratos de toba y brecha y materiales clásticos interestratificados depositados por agua, de composición andesítica y basáltica y que yacen discordantemente sobre la Formación Cuernavaca. El nombre proviene del Volcán Chichinautzín de la zona Neovolcánica del Pleistoceno.

Depósitos Recientes

Consiste de fragmentos de rocas empacados en arenas de textura media a gruesa y gravas, tiene poco espesor y ocupa áreas restringidas y principalmente en las vegas de los ríos y arroyos del área.

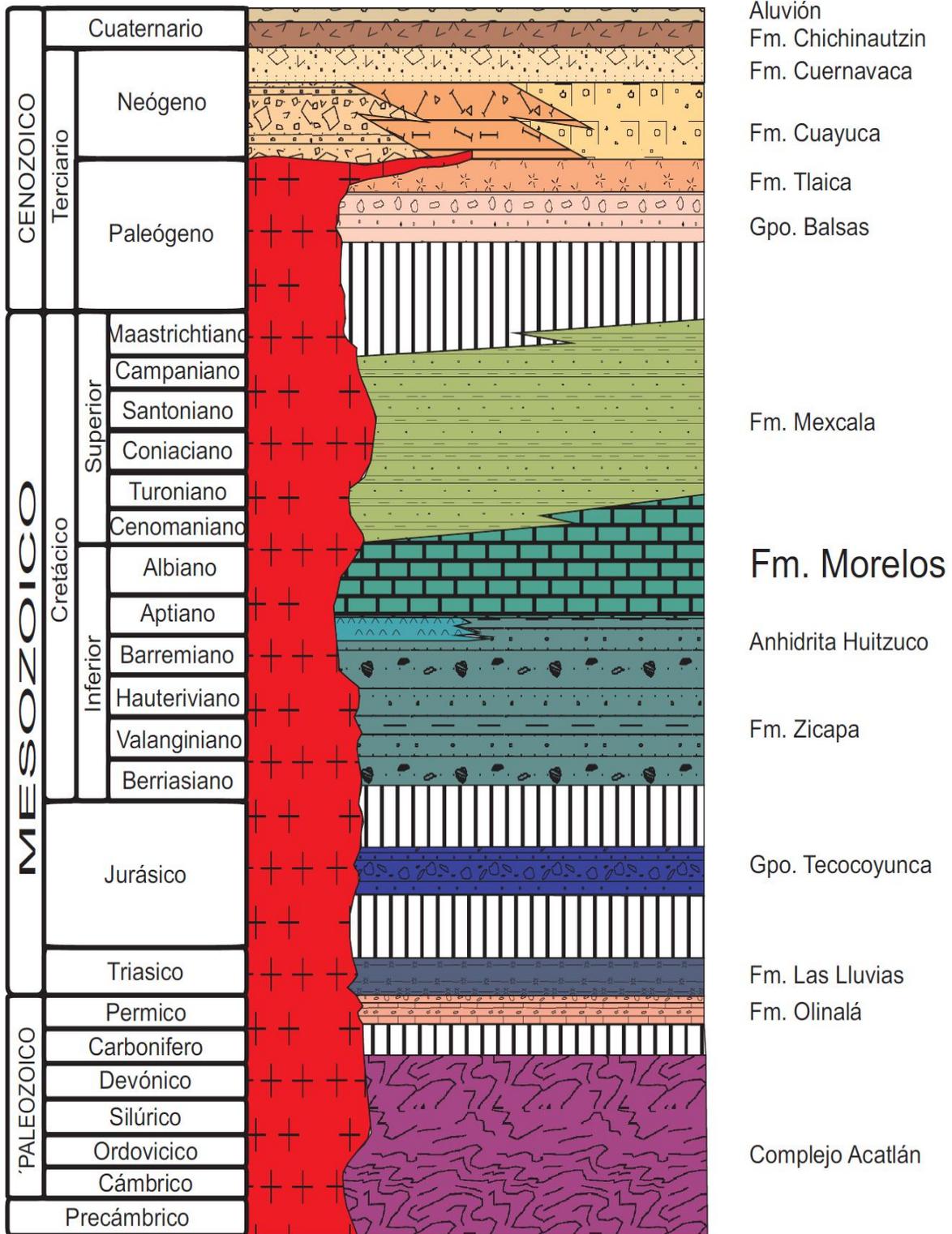


Fig. 2.4. Columna estratigráfica del área de estudio (basada en la Carta Geológica-minera Cuernavaca E14-5, SGM, 1998)

2.5 Historia Geológica

Desde principios del Paleozoico Temprano hasta el Paleozoico Tardío (Ordovícico-Pérmico), el Complejo Acatlán tuvo su origen en un fragmento de una zona de subducción y colisión continental. Registró una historia compleja de magmatismo, sedimentación y deformación con metamorfismo de distintas intensidades, formándose en ambientes de trinchera-frente de arco (Grupo Petlalcingo), en litósfera oceánica (Grupo Piaxtla) y en arco volcánico (Formación Tecomate), la cual representa la parte superior del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez et. al., 1999; Ramírez-Espinoza, 2001; Meza-Figueroa et. al., 2003).

Hacia el Silúrico-Devónico Temprano estas unidades fueron afectadas por diversos cuerpos intrusivos de composición granítica, Granitoides Esperanza, Tronco de Totoltepec y Diques San Miguel (Weber B. et. al., 1987). Tanto el Granitoide Esperanza como el Tronco de Totoltepec sufrieron una deformación y un metamorfismo de bajo grado.

En el Pensilvánico Tardío-Triásico se inicia el depósito en condiciones marinas de la Formación Olinalá, de forma discordante sobre el Complejo Acatlán, la cual se acumuló en un mar somero, probablemente bajo un clima cálido (evidenciado por la fauna presente en la sucesión calcárea) y en condiciones tectónicas de rápida subsidencia provocando así el depósito de rocas clásticas finas sobre la sucesión carbonatada (Flores de Dios y Buitrón, 1982).

Hacia el Pérmico-Triásico la región se vió afectada por un levantamiento epirogénico seguido por una fase volcánica (Formación Las Lluvias), cubriendo discordantemente a la Formación Olinalá, constituida por tobas e ignimbritas de composición ácida a intermedia.

Durante el Jurásico medio comienzan a depositarse, de forma discordante sobre la Formación Las Lluvias, sedimentos de origen continental, parte basal del Grupo Teconoyuca. Probablemente el levantamiento Pérmico-Triásico deformó

ligeramente a las formaciones prejurásicas provocando así una discordancia angular en la unidad suprayacente. Estas sucesiones continentales pasan gradualmente a intercalaciones marinas debido a una transgresión de los mares, en un ambiente tectónico epicontinental.

Sobreyaciendo al Grupo Teconoyuca hacia el Aptiano-Albiano, se encuentra la Formación Zicapa, la cual se depósito en un ambiente fluvial.

La transgresión de los mares epicontinentales continuaron durante el Cretácico Temprano (Albiano Medio-Cenomaniano Medio), pasando transicionalmente de la Formación Zicapa al depósito de la Formación Morelos, la cual comenzó su sedimentación en una plataforma interna de aguas someras en condiciones semi-restringidas, localizada en el interior de un arco volcánico activo que existió a lo largo del Pacífico, de baja energía, posiblemente con un clima cálido. Debido al hundimiento en el tiempo de depósito de la Formación Morelos, la acumulación de caliza fue de cuando menos de 900 m. Se piensa que la dolomitización que se observa en algunas zonas de la sucesión calcárea se debió a un proceso penecontemporáneo o diagenético y no a la precipitación de dolomita *in situ* (Fries, 1960).

En el Cenomaniano Medio y Superior, la región se vio afectada por una regresión, provocando así, una erosión o un no depósito de las calizas de la Formación Morelos; hacia el Cenomaniano Superior-Turoniano Temprano se suscitó un evento anóxico, lo que provocó un rápido ahogamiento de la plataforma, continuándose la sedimentación en el Turoniano Temprano-Medio, en condiciones de plataforma abierta, de una sucesión transicional entre la Formación Morelos y la Formación Mexcala hacia la parte este de la plataforma, y hacia el oeste de la plataforma las condiciones predominantemente pelágicas dieron por resultado un contacto discordante entre ambas formaciones. El avance de las aguas pobres en oxígeno interrumpió la acumulación de carbonatos iniciando el depósito de lodo, limo, arena y conglomerados finos que constituyen la Formación Mexcala. A finales del Cretácico inició la Orogenia Laramide, provocando que las condiciones

de hundimiento y depósito de sedimentos marinos se vieran interrumpidos por los movimientos compresivos, ocasionando la retirada de las aguas marinas. Los pliegues producidos por la orogenia afectaron tanto a la secuencia sedimentaria paleozoica como mesozoica y aparentemente hasta el basamento (Corona-Esquivel, 1981).

En el Terciario Temprano, la región se encontraba emergida y sujeta a un proceso de erosión y fracturamiento, iniciándose así el depósito de sedimentos continentales, Grupo Balsas (Eoceno-Oligoceno) que cubrió discordantemente a las secuencias anteriores, sobre todo, en las partes bajas de los sinclinales y en depresiones limitadas por fallas, con espesores muy variables.

Posteriormente, las últimas etapas de este episodio tectónico mayor, causaron el fracturamiento y alabeo de grandes bloques del Grupo Balsas. A medida que el depósito del Grupo Balsas iba disminuyendo, comenzó un vulcanismo riolítico, en el Oligoceno Tardío, originando la Formación Tlaica.

El vulcanismo riolítico fue seguido por la intrusión de cuerpos de composición granodiorítica, monzonítica, cuarzomonzonítica, tonalíticas, sieníticas y dioríticas, asociados con la culminación del arco magmático laramídico, provocando el metamorfismo de las rocas encajonantes produciendo calizas recristalizadas, mármoles y skarns.

En el Mioceno-Plioceno se deposita la Formación Coayuca en un ambiente lacustre somero en un clima semiárido, caracterizada por depósitos siliciclásticos, carbonatos y yesos.

A finales del Plioceno y principios del Pleistoceno se reactiva el fallamiento e inicia el depósito de los materiales clásticos de la Formación Cuernavaca; cesando el depósito comenzó una época de erosión hasta principios del Pleistoceno.

Posteriormente fueron extruidos los basaltos cuaternarios que forman el Grupo Chichinautzin, posiblemente a causa del desarrollo de las fallas laterales que definen la Zona Neovolcánica que atraviesa a México de occidente a oriente. Finalmente sobreyaciendo al Grupo Chichinautzin se encuentran los sedimentos más recientes, de edad Holocénica ocupando áreas restringidas.

III MARCO TECTÓNICO

3.1 Antecedentes

La Plataforma Guerrero-Morelos ha sido estudiada, tanto en sus aspectos estratigráficos (Fries,1960; Ontiveros-Tarango, 1973), bioestratigráficos (Aguilera-Franco, 2003, Aguilera-Franco et. Al 2003, Hernández-Romano et al. 1998), estructurales y tectónicos (Campa y Coney, Cabral Cano, Salinas Prieto; Cerca, 2004). Esto se debe a que su compleja evolución geológica, representa un punto clave para entender la evolución tectónica y geológica del Sur de México.

3.2 Límites de la Plataforma Guerrero-Morelos

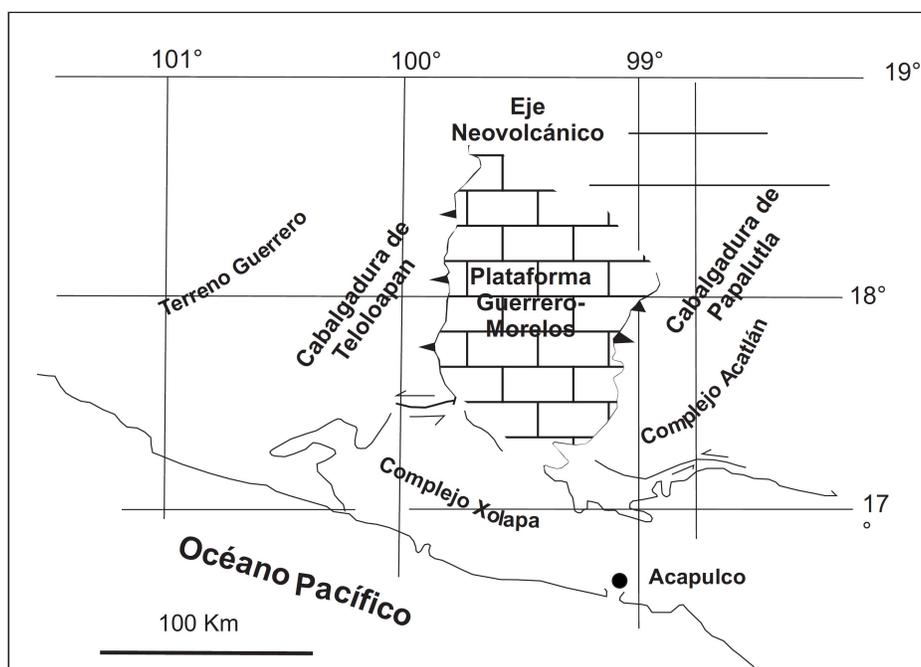


Fig. 3.1. Se muestran las estructuras mayores de la Plataforma Guerrero Morelos, (Modificado de Molina Garza et al., 2003)

3.2.1 Margen Oriental

La margen oriental de la PGM está limitada por la cabalgadura de Papalutla, ésta estructura tiene una orientación noreste-suroeste y pone en contacto tectónico a las rocas metasedimentarias del basamento Paleozoico, Complejo Acatlán (Paleozoico Temprano), sobre su cobertura sedimentaria, incluyendo a las calizas de la Formación Morelos. El Complejo Acatlán fue intensamente deformado y metamorfozido posiblemente a finales del Cámbrico y principios del Devónico (último evento tectonotérmico) por procesos tectónicos relacionados con el cierre del océano Paleozoico donde éste se había depositado, este último evento se asocia a un régimen tectónico compresivo (De Cserna et al., 1980, Ortega-Gutiérrez, 1978, Weber et al., 1997). Posteriormente se ha planteado como una interpretación alternativa que la Falla de Papalutla corresponde a una falla lateral izquierda (Silva-Romo 2008).

3.2.2 Margen Poniente

La margen poniente está limitada por un sistema de pliegues y cabalgaduras denominado Cabalgadura de Teloloapan (Campa et al. 1976; Salinas-Prieto et al. 2000). Algunos autores han considerado esta falla como el límite tectonoestratigráfico con el Terreno Guerrero (Centeno-García et al., 1993) o un límite acrecional (Elías Herrera, 1990; Sánchez Zavala, 1993; Salinas-Prieto, 2000). Esta estructura tiene una orientación general Norte-Sur y vergencia al Este, e involucra el cabalgamiento del Cretácico Inferior, Formación Morelos, sobre la Formación Mexcala (Sánchez-Zavala, 1993; Salinas-Prieto et al., 2000; Cabral-Cano et al., 2000).

Aunque este hecho se ha aceptado de forma general, es importante señalar que diferentes autores han propuesto diferentes modelos, según el resultado de sus observaciones de campo, por ejemplo: Sánchez-Zavala (1993) basándose, en las características litológicas de la Secuencia Volcanosedimentaria Teloloapan-Tejupilco (STT) (Triásico Tardío – Jurásico Temprano), con la afinidad calcialcalina de sus componentes volcánicos y a su edad obtenida por isótopos de Pb, explica la evolución tectónica STT como un arco volcánico generado por una zona de subducción, que aisló una región formando una cuenca marginal hacia el este donde se depositó la STT, debido al cierre de ésta (Jurásico Medio) colisionó el arco volcánico sobre la margen continental, posteriormente (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) se desarrolló un arco magmático (Secuencia Arcelia Teloloapan, SAO) y la Plataforma Guerrero Morelos al oriente, un episodio de deformación, provocó el cabalgamiento de la SAO sobre el arco volcánico (STT) y éste a su vez sobre la PGM.

Salinas-Prieto et al., (2000) interpreta esta estructura (Teloloapan) como el resultado de dos eventos tectónicos relacionados estrechamente (probablemente un único periodo de deformación): deformación dúctil con vergencia al Este, seguido de otro episodio de deformación, también dúctil, que produjo crenulación, ambas deformaciones las identificó en la Unidad Teloloapan, en las rocas volcánicas Arcelia y en la Formación Mexcala, lo que demuestra que las tres unidades fueron deformadas y plegadas simultáneamente durante el Cretácico Tardío o Paleoceno y acreacionadas a la Placa Norteamericana como consecuencia del cierre de la cuenca marginal (Unidad Arcelia).

Por otra parte, otros autores no concuerdan con la idea de que la Cabalgadura Teloalopan sea el límite con el Terreno Guerrero, basados en: a) la continuidad lateral mostrada por la presencia de rocas de litología, posición estratigráfica y la edades radiométricas similares de las rocas metamórficas de bajo grado en las regiones de Taxco y Teloloapan-Arcelia con rocas expuestas en la parte oriental de la Plataforma Guerrero Morelos; b) la naturaleza discordante del contacto entre

rocas metamórficas (Terreno Guerrero) y las rocas cretácicas marinas (PGM) y c) la ausencia de metamorfismo en las rocas sedimentarias (Aptiano-Albiano) que cubren el área de Teloloapan (Cabral-Cano, et al., 2000)

También se han reportado edades de edad Proterozoica para los intrusivos que afloran a ambos lados de la Cabalgadura, por lo que se sugiere que comparten un basamento común.

González-Partida et al., (2004), basado en la petrografía y la geoquímica del Granitoide del distrito de Mexcala, principalmente en sus elementos traza, sugiere la presencia de adakitas que se formaron en un arco volcánico relacionado a la interacción entre las Placas de Farallón y Norteamericana, durante el Paleoceno (posterior a la Orogenia Laramide)

3.2.3 Margen Sur y Norte

Morán (1996) documenta que el límite de la plataforma en la margen Sur, consiste de un contacto tectónico donde los pliegues y las cabalgaduras terminan abruptamente, con rocas exhumadas de la corteza media del Complejo Xolapa. La Margen Norte de la Plataforma Guerrero-Morelos está limitada por el Eje Neovolcánico.

3.3 Principales episodios tectónicos

Los episodios tectónicos que han afectado a la PGM pueden ser divididos en tres episodios principales:

3.3.1 Deformación Laramídica

La Plataforma Guerrero-Morelos fue deformada intensamente en el Cretácico Superior durante la Orogenia Laramide (Cabral-Cano et al., 2000; Salinas-Prieto et al., 2000), produciendo máxima compresión hacia el Este-Noreste y dando como resultado a un amplio cinturón de pliegues y cabalgaduras con orientación nortesur y vergencia principal hacia el oriente (Cabral-Cano et al., 2000), sin embargo Cerca-Martínez (2004) publica una vergencia opuesta en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos, que interpreta como resultado de un acortamiento progresivo, este patrón produce levantamiento de sierras y valles y repetición de la estratigrafía de las secuencias sedimentarias cretácicas.

El cabalgamiento ocurrió principalmente de las calizas de la Formación Morelos, actuando como techo tectónico de mayor competencia y comportamiento frágil sobre un despegue tectónico compuesto por la secuencia de tipo flysh de la Formación Mexcala, actuando como piso tectónico de comportamiento dúctil (Cerca-Martínez, 2004).

Este episodio de deformación laramídica en el suroeste de México afectó a las rocas de edad cretácica (Formaciones Morelos y Cuautla) de la Plataforma y su inicio ha sido considerado penecontemporáneo a la depositación de la Formación Mexcala (Turoniano – Mastrichtiano) por ser ésta la unidad estratigráfica más joven afectada por la deformación. Sin embargo, el periodo en que ocurrió esta transición de sedimentos carbonatados a terrígenos sigue presentando un margen de incertidumbre debido a que aún no se han obtenido suficientes fechamientos; por lo cual, diferentes autores han publicado datos con un margen de diferencia, Hernández-Romano (1999) le asigna una edad de Cenomaniano – Turoniano Temprano en las partes central y occidental y Cenomaniano - Coniaciano en la parte oriental por análisis bioestratigráficos; Beck y Housen (2003) mediante un análisis de datos paleomagnéticos sugieren que la placa Norteamericana experimentó un desplazamiento hacia el sur hace 88 – 80 Ma. (Turoniano – Coniaciano).

El término de la Orogenia Laramide ocurrió durante el Maestrichtiano al menos en la zona de la plataforma (Ortega Gutiérrez 1980; González-Partida et al. 2003), Cerca Martínez (2004) fechó las rocas volcánicas intrusivas, de 67 a 62 Ma., las cuales no presentan deformación laramídica (por acortamiento).

3.3.2 Deformación durante el Terciario Inferior

Los sedimentos continentales que se depositaron posterior a la Formación Mexcala, los lechos rojos del Grupo Balsas y las rocas volcánicas e intrusivas de edad Paleoceno-Eoceno, se encuentran intercaladas rellenando cuencas limitadas por pliegues y cabalgaduras laramídicas. Hasta hace poco las estructuras de acortamiento en el área de la Plataforma Guerrero Morelos se habían atribuido a la deformación Laramídica. Sin embargo, Cerca-Martínez (2004) lo atribuye a un evento posterior, ocurrido durante el Terciario Inferior (~57 – 38 Ma), basándose principalmente en sus observaciones de campo, y afirma que la estructuras de acortamiento presentan una dirección distinta a las estructuras laramídicas; que estas estructuras interfieren o cortan a las anteriores y presentan menor deformación, además tienen edades correspondientes al Terciario Inferior. No obstante, el punto particular de esta consideración radica en la edad de los intrusivos (Maastrichtiano) que cortan las cabalgaduras en la zona de Mexcala (González-Partida et al. 2003; Ortega-Gutiérrez, 1980).

3.4 Descripción de los principales rasgos estructurales en el área de estudio

El rasgo estructural principal es precisamente el Anticlinal Cuachi, que presenta plegamiento por acortamiento provocado durante la Orogenia Laramide, que colocó a la Formación Morelos sobre estratos más jóvenes de transición sedimentaria, lo que Fries (1960) llamó Formación Cuautla. La orientación del eje del pliegue (línea de charnela) es SE 40°, el buzamiento de los flancos es al SW y NE con echados que varían entre 30° y 45°.

IV. FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN MORELOS

4.1 INTRODUCCIÓN

Una facies está definida por un conjunto particular de atributos sedimentarios como las características litológicas, textura, conjunto de estructuras sedimentarias, contenido fósil, color, etc., (Tucker, 1990). Por lo tanto, las facies sedimentarias reflejan las condiciones ambientales (físicas, químicas y biológicas) a los que fueron sometidos los sedimentos y su escenario de formación. El estudio a detalle de las facies permite inferir en qué tipo de ambiente se depositó una roca por el conjunto de características observadas. La distribución de los diferentes tipos de facies dependerá del sistema carbonatado (e.g., rampa carbonatada, plataforma bordeada, etc.). Por ello, es de gran utilidad lograr el reconocimiento y entender la distribución de las facies para poder inferir la arquitectura de la plataforma, (Jones y Desrochers, 1992; Read, 1985). Sin embargo, para poder interpretar de forma correcta los componentes que determinan las facies es indispensable conocer la naturaleza, composición y distribución de los sedimentos, y en ocasiones sus características diagenéticas. A continuación se presenta de manera más amplia el desarrollo de este punto.

4.1.1 Factores que intervienen en la naturaleza, composición y distribución de los sedimentos

Los sedimentos carbonatados son precipitados de dos formas diferentes: abióticamente (o casi-abiótica) gobernada por reacciones termodinámicas y cinéticas, y bióticamente, en respuesta al metabolismo de los organismos. A su vez el tipo de carbonato precipitado depende de factores como el clima, la temperatura, la cantidad de luz, el contenido de oxígeno, la salinidad, la profundidad y el aporte de sedimentos terrígenos, cambios relativos del nivel del

mar, nutrientes, etc. (Jones y Desrochers, 1992; Schlager, 2003). Estos factores definen el paleoambiente, espacio físico (no biogénico) donde se desarrollaron ciertos organismos bajo condiciones específicas. En la Tabla 4.1 se muestran algunos parámetros y estructuras características de ciertos ambientes sedimentarios.

NIVEL DE ENERGÍA	
Indicadores	Ambientes específicos:
<p>Ambientes de baja energía</p> <p><i>Facies:</i> mudstone y wackestone <i>Estructuras sedimentarias:</i> laminación paralela, granos cubiertos (oncoides).</p>	<p>Zonas con alguna barrera que impide el flujo de corrientes e impide la acción de las olas y permite la producción y acumulación de sedimentos de grano fino; ejemplos: lagunas, plataformas bordeadas, rampas externas, cuencas, estuarios.</p>
<p>Ambientes de alta energía</p> <p><i>Facies:</i> Packstone y grainstone. <i>Estructuras sedimentarias:</i> estratificación cruzada, imbricación, brechas.</p>	<p>Zonas sin ninguna barrera natural sujetas a la acción de las olas y a las corrientes, por lo que se acumulan sedimentos de grano grueso. Ejemplos: planicies de intermarea, plataformas no bordeadas, parches arrecifales, rampas internas.</p>
PROFUNDIDAD	
Indicadores	Ambientes específicos:
<p>Aguas someras</p> <p>Mayor abundancia en la cantidad y diversidad de organismos. Conchas delgadas o aglutinadas y poco ornamentadas en foraminíferos.</p>	<p>Zonas de litoral, planicies de marea.</p>
<p>Aguas profundas</p> <p>Conchas gruesas o aglutinadas en foraminíferos bentónicos. Presencia de radiolarios.</p>	<p>Parte de la plataforma, cuenca.</p>
TEMPERATURA	
Indicadores	Ambientes específicos:
<p>Aguas cálidas</p> <p>Abundancia y diversidad de organismos bentónicos, plantas y agregados no esqueletales (ooides). Macroforaminíferos y corales hermatípicos. Presencia de la asociación Clorozoan.</p>	<p>Ambientes ubicados geográficamente alrededor de los 30° N y 30° S del Ecuador.</p>
<p>Aguas frías</p> <p>Menor cantidad de organismos. Presencia de la asociación Foramol. Ausencia de agregados no esqueletales. Briozoarios, braquiópodos y las algas rojas son característicos.</p>	<p>Ambientes ubicados geográficamente de 30° N y 30° S del Ecuador a los límites polares.</p>

Tabla. 4.1. Resumen: factores que determinan el ambiente sedimentario carbonatado e indicadores ambientales.

CANTIDAD DE OXÍGENO	
Indicadores	Ambientes específicos:
<p>Zona bien oxigenada (aeróbica)</p> <p>Abundancia y diversidad de organismos de fauna bentónica. Estratificación cruzada, bioturbación. Texturas de alta energía. Bajo contenido de materia orgánica por lo cual se presentan colores claros en las rocas.</p>	<p>Planicies de marea, plataformas abiertas o con pequeñas barreras, zonas de surgencia, ventilas hidrotermales.</p>
<p>Zona anaeróbica o anóxica</p> <p>Presencia de materia orgánica. Los colores de las rocas llegan a ser muy oscuras. Se conserva la laminación fina por la ausencia de organismos bentónicos bioturbadores.</p>	<p>Sabkhas, lagunas restringidas.</p>
SALINIDAD	
Indicadores	Ambientes específicos:
<p>Aguas dulces, salobres e hipersalinas</p> <p>Presencia de organismos eurihalinos (toleran los cambios salinos). Ejemplos: algas verde-azules, diatomeas, foraminíferos aglutinados, pelecípodos, gasterópodos, ostrácodos, entre otros.</p>	<p>Lagunas, cuencas y bahías semi restringidas.</p>
<p>Condiciones marinas normales</p> <p>Presencia de organismos estenohalinos (sensibles a los cambios de salinidad) como: algas rojas y verdes, radiolarios, cocolitofóridos, calciesponjas, corales, braquiópodos, equinodermos, foraminíferos planctónicos, etc.</p>	
CANTIDAD DE LUZ	
Indicadores	Ambientes específicos:
<p>Zona fótica</p> <p>Algas calcáreas, cianobacterias, foraminíferos bentónicos, algunos foraminíferos planctónicos, corales, ciertos bivalvos. Granos cubiertos (cortoides y oncoides) que tienen como núcleo materia algal.</p>	<p>Alcanza profundidades que van de 50 a 200 m, dependiendo de la turbidez del agua, se refiere a condiciones marinas iluminadas donde los organismos pueden realizar el proceso fotosintético. Cubre la zona de intermarea y supramarea, lagunas someras, parches arrecifales.</p>
<p>Zona disfótica</p> <p>Organismos multicelulares fotoautótrofos</p>	<p>Ambientes donde la cantidad de luz es menor al 0.01%, por lo que la actividad fotosintética es escasa. Las cuevas y arrecifes marinos están bajo estas condiciones.</p>
<p>Zona afótica</p> <p>Radiolarios, calciesponjas, algunos foraminíferos pelágicos.</p>	<p>Zonas profundas donde es imposible realizar la fotosíntesis. Cubre parte de las plataformas profundas y cuencas oceánicas.</p>

Tabla. 4.1. Resumen: factores que determinan el ambiente sedimentario carbonatado e indicadores ambientales. Continuación.

Los parámetros mencionados anteriormente también determinan el tipo de fábrica de carbonatos. La fábrica de carbonatos es el piso marino de submarea somera iluminada (profundidades menores a 15 m). De acuerdo a Schlager (2000) se reconocen tres sistemas de producción de carbonatos (fábricas de carbonatos): a) de aguas cálidas, b) de aguas frías y c) montículos de lodo (*mud mounds*). En la Tabla 4.2 se presenta una breve descripción de las características de cada una de éstas fábricas de carbonatos.

FÁBRICA DE CARBONATOS	AGUAS CÁLIDAS	AGUAS FRÍAS	“MUD MOUND”
Precipitados carbonatados	Controlados biótica y abióticamente.	Controlados bióticamente	Derivados de reacciones bióticas y abióticas
Localización (actual)	30° N y 30° S del Ecuador	De 30° N y 30° S del Ecuador a los límites polares	Muy importantes en el Fanerozoico
Cantidad de nutrientes	Poco	Altos	Altos
Nivel de oxígeno	Alto		Bajo
Producción de sedimentos	Representan la tasa más alta	Representa cerca del 25% de la tasa tropical	Representa del 80-90% de la tasa tropical
Bioclastos	Asociación Clorozoan	Asociación Foramol	
Características	Gran cantidad y diversidad de organismos		Los carbonatos precipitan in situ y son de grano fino
Profundidad	Aguas someras, no superan la zona fótica?	Superan la zona fótica (superior a 300 m?)	Superan la zona fótica (superior a 400 m?)

Tabla 2. Resumen con las características más destacables en los tres diferentes sistemas de producción de carbonatos. Reitner et al., 1995, Schalager 2000 y 2003,

4.2 OBJETIVOS

- Describir las microfacies de la Formación Morelos observadas en campo y en lámina delgada.
- Determinar el ambiente depositacional de cada facies.
- Definir asociaciones de facies de acuerdo al ambiente depositacional que tengan en común.
- Determinar los principales rasgos diagenéticos de las facies identificadas con base en el análisis petrográfico e inferir sus ambientes diagenéticos.

4.3 METODOLOGÍA

4.3.1 Revisión bibliográfica del área de estudio

La primera fase para la elaboración de este trabajo consistió en la búsqueda, consulta y revisión bibliográfica de trabajos geológicos previos del área de estudio. Se utilizó la carta geológica del Servicio Geológico Mexicano E14-B61 escala 1:50,000 con la finalidad de identificar el relieve, las principales estructuras geológicas, litologías, rutas de acceso, etc., y posteriormente para marcar y llevar un control de los puntos de muestreo de las secciones medidas.

4.3.2 Medición de secciones estratigráficas

Se realizó un muestreo de reconocimiento del área de estudio, este muestreo comprende la colección de 121 muestras de mano, de las cuales elaboramos sus respectivas láminas delgadas. El estudio de las láminas con microscopio petrográfico, proporcionó las herramientas y permitió el reconocimiento de los atributos necesarios para la caracterización de las facies sedimentarias, en la sucesión calcárea de la Formación Morelos registradas en el Anticlinal Cuachi (Anexo 1). Con base en los primeros resultados, se midieron dos secciones estratigráficas a detalle que abarcan las zonas principales del Anticlinal Cuachi.

Aunque no se pudo medir una sola sección estratigráfica continua de la Formación Morelos, debido a que algunas capas de la caliza estaban cubiertas por suelo, se incluyeron la parte basal, con un espesor total de 53.9 metros (Fig. 4.1, Anexo 1a), la segunda sección comprende la parte media del Anticlinal Cuachi y tiene un espesor total de 52.42 metros (Fig. 4.2, Anexo 1b) y la tercer sección cubrió parte de los estratos más jóvenes del Anticlinal con un espesor de 22.61 metros (Fig. 4.3, Anexo 1c).

Se realizó el muestreo con control estratigráfico detallado, de acuerdo al cambio vertical y lateral de las litofacies y en casos de estratos muy gruesos, masivos o cubiertos por material orgánico, se aplicó el mismo procedimiento: muestrear sistemáticamente cada 50 cm. Se tomaron muestras frescas que representaban lo mejor posible cada litofacies (color, estructuras primarias, macro- y microfósiles). Se asignó una nomenclatura de acuerdo al orden de la sección y del muestreo. La medición del espesor de las litofacies y/o de los estratos se realizó con flexómetro y en los casos de estratos masivos, con cinta. Se obtuvo el dato estructural de la estratificación con la brújula Brunton.

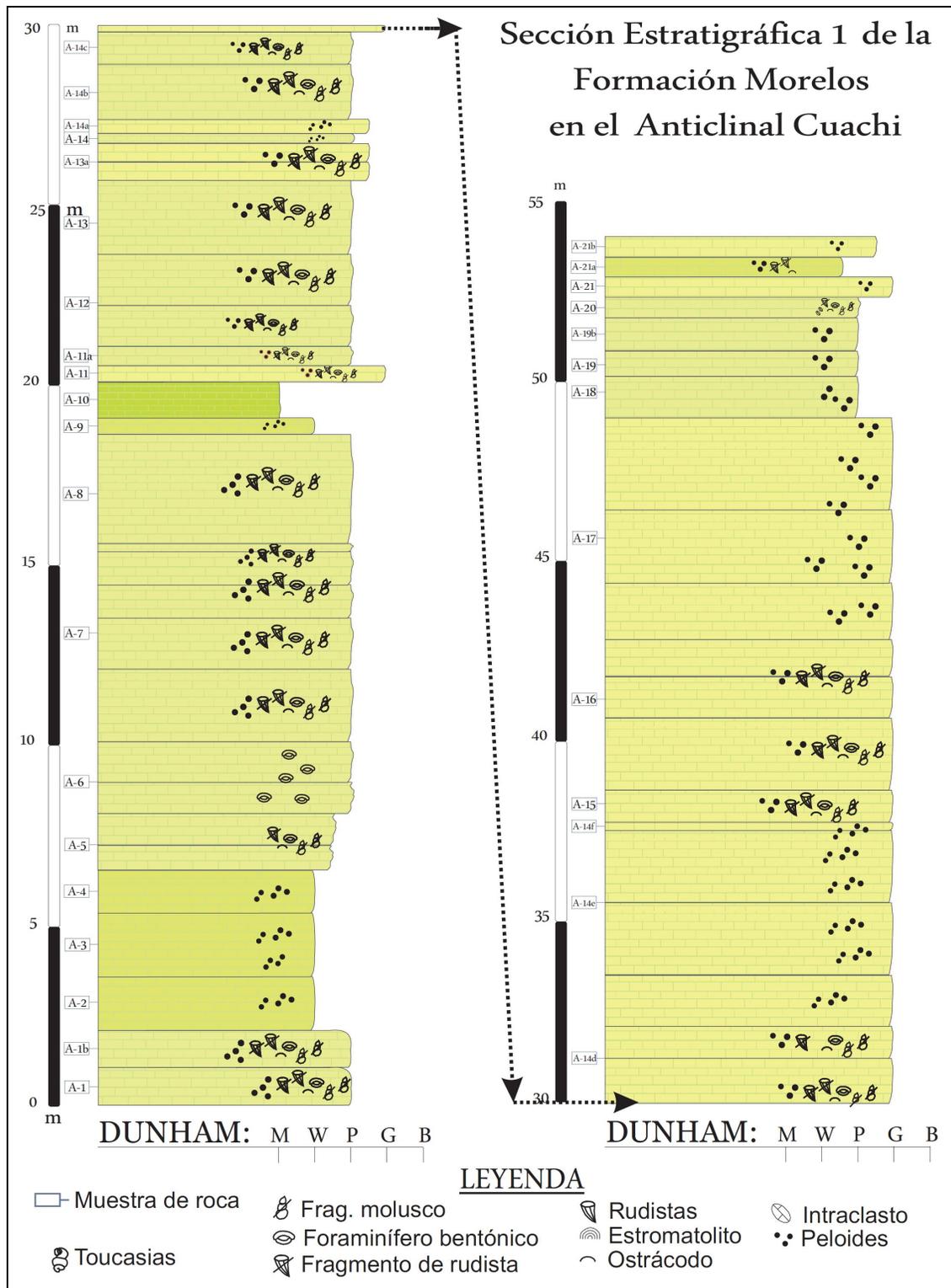


FIG. 4.1. Sección Estratigráfica 1, medida en el Anticlinal Cuachi. Calizas de la Formación Morelos.

Sección Estratigráfica 2 de la Formación Morelos en el Anticlinal Cuachi

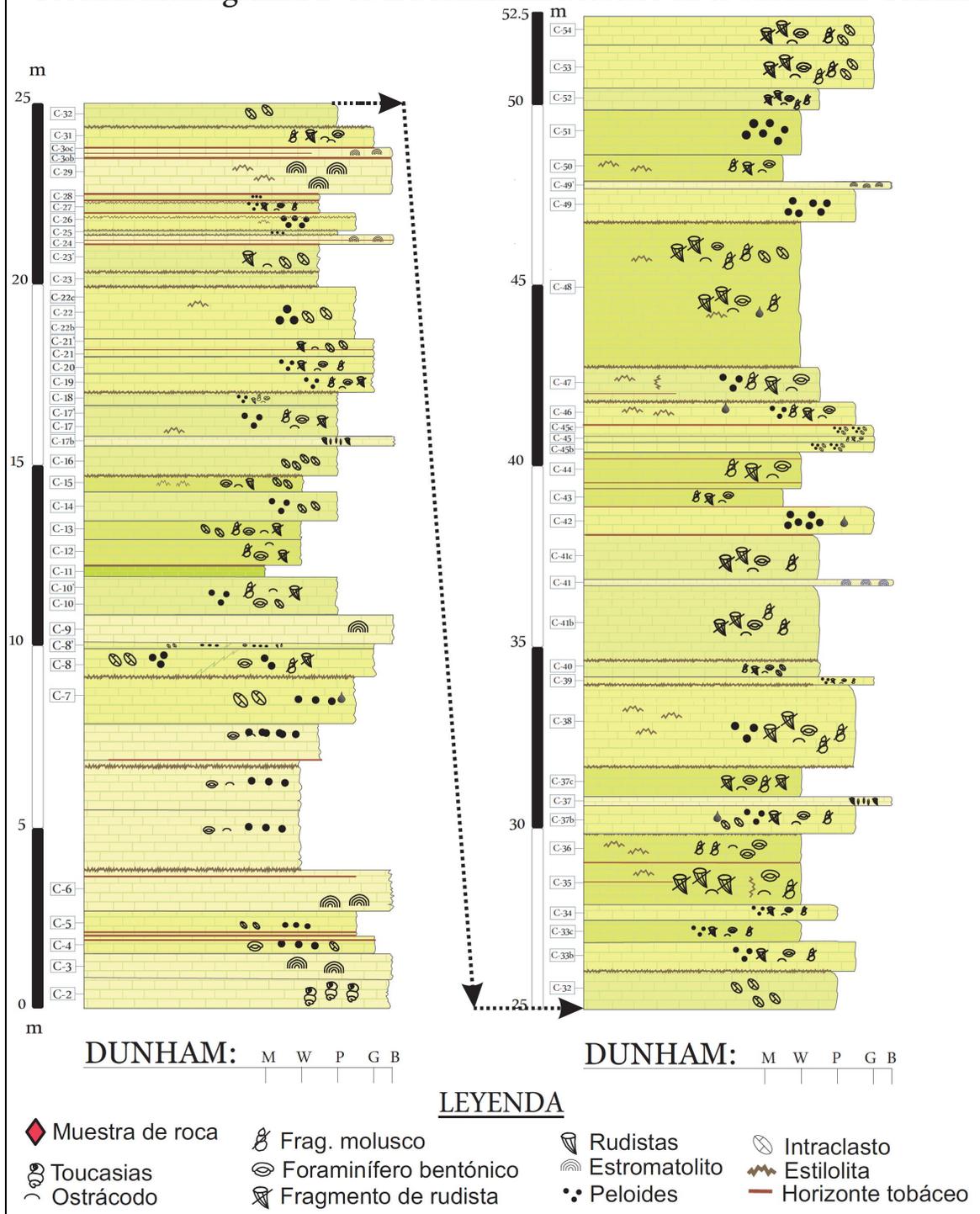


Fig. 4.2. Sección Estratigráfica 2, Calizas de la Formación Morelos medidas en el Anticlinal Cuachi.

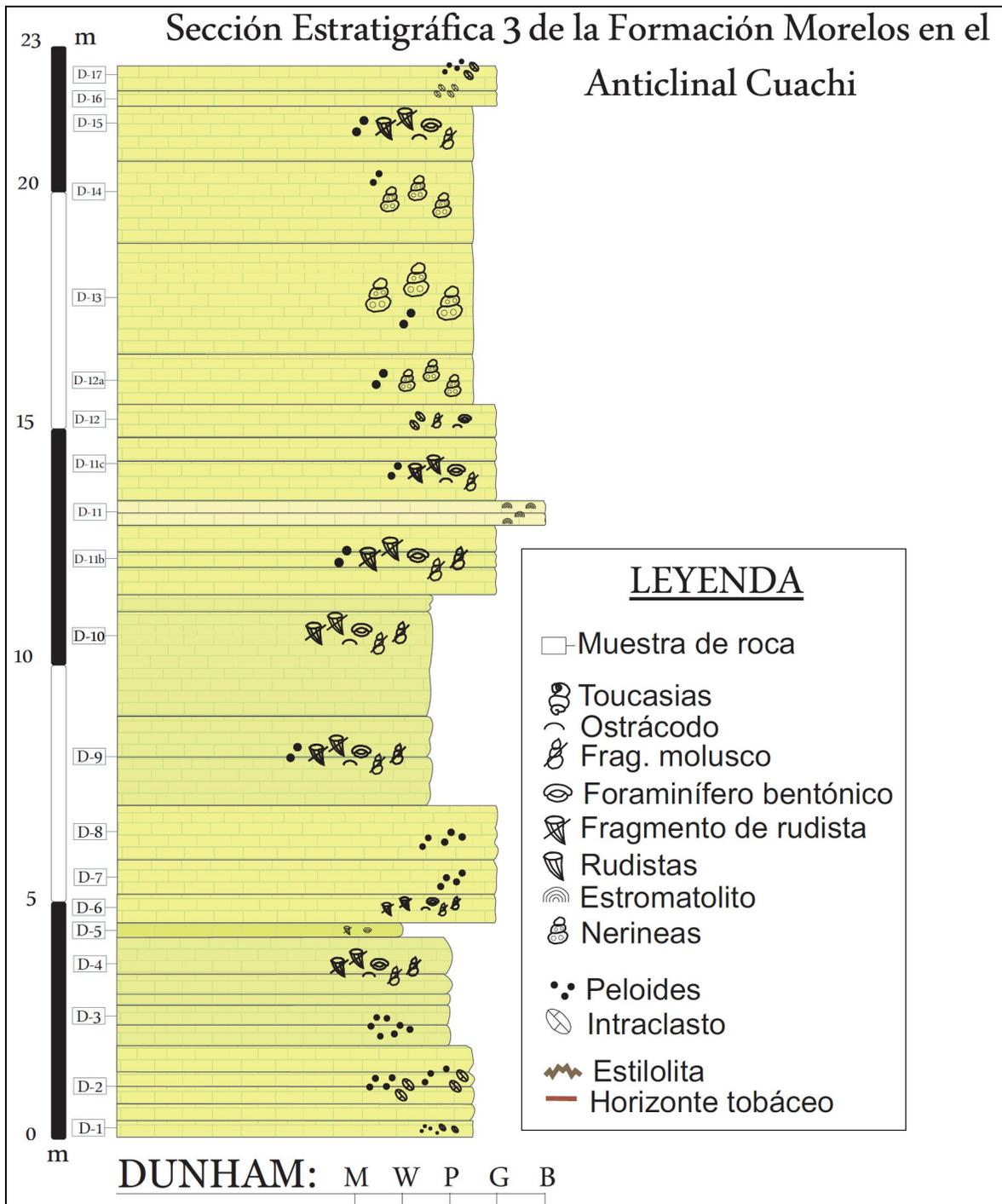


FIG. 4.3. Sección Estratigráfica 3, Calizas de la Formación Morelos medidas en el Anticlinal Cuachi.

4.3.3. Análisis petrográfico

Para la determinación de la litofacies se realizaron 229 láminas delgadas, también se realizó la impregnación con resina epóxica azul de 30 almohadillas para determinar si había porosidad remanente en las rocas. El estudio petrográfico se realizó utilizando microscopios petrográficos de luz polarizada marca Olympus del Instituto Mexicano del Petróleo, y se empleó la clasificación de Dunham (1962) por considerarse la más adecuada y práctica. Se definieron la textura depositacional, componentes carbonatados (granos orgánicos e inorgánicos, cementos y lodo calcáreo), estructuras sedimentarias y rasgos diagenéticos mayores. En los anexos 1, 2 y 3 se muestran las descripciones en lámina delgada de las muestras de las Secciones Estratigráficas 1, 2 y 3 respectivamente. En la tabla 4.3 se muestra la relación de las láminas delgadas realizadas y analizadas en este trabajo de tesis.

Sección Estratigráfica	No. De Muestras	Muestras	Espesor total (m)
1	17 *	A-1 / A-21b	53.90
2	71	C-1 / C-54	52.42
3	20	D-1 / D-17	22.61
Sección de reconocimiento	121	A-1 / A-122	

Tabla 4.3. Relación de las muestras obtenidas y laminadas para la determinación de las facies sedimentarias de la sucesión calcárea de la Formación Morelos aflorante en el Anticlinal Cuchi. * Muestras agregadas en la base de la sección de reconocimiento.

4.3.4. Análisis de facies

La determinación de las facies se basó tanto en la información obtenida en los afloramientos durante el trabajo de campo y en el estudio petrográfico a detalle de 229 láminas delgadas. Tanto la determinación del tipo de facies como el ambiente depositacional se estableció de acuerdo a las características texturales y

componentes carbonatados (peloides, intraclastos, bioclastos, etc.) en base a las clasificación de Dunham (1962) (Fig. 4.4) y a las estructuras sedimentarias de las rocas.

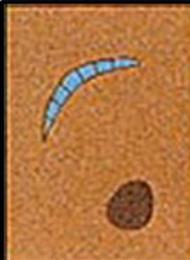
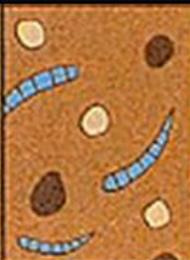
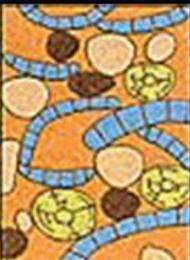
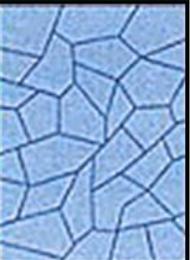
Textura depositacional reconocible					Textura depositacional no reconocible
Componentes originales no unidos durante el depósito		Componentes originales unidos durante el depósito			
Contienen lodo					No contiene lodo
Lodo-soportado		Grano-soportado			
< 10% de granos	> 10% de granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Carbonato cristalino
					

Fig. 4.4 Clasificación de Dunham (1962) de las rocas carbonatadas en base al contenido de aloquímicos y el contenido de matriz y/o cementante.

4.3.4.1 Interpretación paleoambiental

Las fábricas de carbonatos mantienen una estrecha relación con el medio ambiente. Debido a que los organismos son los principales generadores del sedimento, éstos son sensibles tanto a las condiciones marinas existentes como a las condiciones del sustrato (Heckel, 1972; Pickerill y Brenchley, 1991). Las variantes que ocurran podrán aniquilar la biota que no pueda tolerar las nuevas condiciones o probablemente también podrá incrementarse el número de individuos de las especies que sobrevivan (Jones, B., Desrochers, A., 1992).

Sin embargo aunque existan organismos que pueden tolerar rangos bastante amplios, también existen aquellos que viven bajo condiciones específicas. Algunas estructuras sedimentarias también son generadas bajo condiciones ambientales

específicas. Estos organismos y-o estas características que viven o se forman bajo condiciones determinadas son el tipo de parámetros útiles para determinar los paleoambientes. Se describen las partículas esqueléticas y no esqueléticas utilizadas en este trabajo como indicadores paleoambientales. En la Figura 4.5 se esquematizan estos elementos.

	CONDICIONES MARINAS RESTRIGIDAS				CONDICIONES MARINAS ABIERTAS	
	PLATAFORMA INTERNA				PLATAFORMA EXTERNA	
	Supramarea	Intermarea	Submarea		Barrera Interna	Banco de arena o Arrecife
ENERGÍA DE LAS AGUAS DEPOSITACIONALES	Ninguna	Moderada	Baja		- Baja - Moderada - Alta	Alta
ESTRATIFICACIÓN	- Irregular - Varios cm de espesor	- Regular - Varios cm de espesor	- Regular - Varios cm de espesor - Varios m de espesor		- Irregular - Espesor irregular - Capas mayor a 1 m	- Masivas o pobremente estratificada, - Capas mayor a 1 m
TEXTURA	Mudstone	Packstone Grainstone Boundstone	Wackestone		Packstone Grainstone Boundstone	Grainstone Boundstone
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS		- Riples - Laminación paralela - Laminación cruzada				Estratificación cruzada
COLOR	- Claro - Oscuro	- Claro	- Claro - Oscuro		Oscuro	- Claro
FÓSILES	Raros	- Abundantes - Comunes - Diversidad de especies - Organismos grandes, pequeños, completos y rotos.	- Abundantes - Comunes - Diversidad de especies - Organismos pequeños (en posición de vida) y completos.		- Abundantes - Comunes - Diversidad de especies - Organismos grandes, completos y rotos.	- Abundantes - Diversidad de especies - Organismos grandes, completos y rotos.
PARTÍCULAS	- Ostrácodos	- Ostrácodos - Estromatolitos - Dasycladacea - Pelets y peloides - Ooides - Miliólidos - Otros foras bent. de amb. restringido. - Gasterópodos	- Ostrácodos - Corales - Ooides - Dasycladacea - Codiacea - Otras algas verdes - Miliólidos - Orbitolinidos - Otros foras bentónicos de ambientes restringidos.	- Gasterópodos - Pelets y peloides	- Estromatolitos - Otras algas verdes - Pelets y peloides - Ooides - Intraclastos - Miliólidos - Otros foras bent. rest. - Gasterópodos - Rudistas	- Pelets y peloides - Ooides - Rudistas - Orbitoideos - Nummulitidos - Otros foras bent. de ambiente restringido

Fig. 5.- Arquitectura de la Plataforma Morelos-Guerrero (Formación Morelos). Las facies y sus componentes identificados en este trabajo corresponden al tracto de plataforma interna. Modificado de Hernández Romano (1999).

PARTÍCULAS NO ESQUELETALES

Peloides. Son granos de carbonato micro y criptocristalino, de origen poligenético, excepto por lo pellets fecales.

Interpretación: éstos se presentan con mayor abundancia en condiciones marinas someras de baja energía. Son comunes en plataformas carbonatadas marinas someras (perimarea y submarea), en arrecifes y en “*mud mounds*”, aunque también son abundantes en carbonatos de aguas profundas.

Intraclastos. Son fragmentos de sedimento litificado o parcialmente litificado, derivado de la erosión de sedimentos penecontemporáneos cercanos a la cuenca y redepositados dentro de la misma área. Otro componente calcáreo similar está representado en los extraclastos, ya que ambos, representan condiciones de retrabajo en la sedimentación. Sin embargo, los litoclastos se consideran como restos de rocas carbonatadas externas a la cuenca depositacional de donde son encontradas (Flügel, 2004). Es decir, mientras que los primeros son formados sindeposicionalmente, los segundos fueron formados anteriormente.

Interpretación: Son comunes en condiciones marinas someras, característicos en regímenes dominados por las olas y mareas que continuamente retrabajan el carbonato. También existen intraclastos originados por desecación del lodo carbonatado, éstos son formados en ambientes de supramarea.

Oncoides. Son granos cubiertos, formados por actividad microbiana. Tienen formas esferoidales concéntricas, a menudo irregulares. Los oncoides se forman mecánicamente por acción del giro o balanceo causado por el oleaje. La laminación concéntrica es resultado de la fijación de sedimentos de grano fino a la superficie mucilagenosa de la materia algal, así como por la precipitación de carbonato derivado del descenso de dióxido de carbono durante la fotosíntesis. Sin embargo, la materia algal (algas rojas, verdes o cianobacterias) no siempre constituye el núcleo de los oncoides. También pueden actuar como organismos

incrustantes los microbios, foraminíferos, briozoarios, moluscos, etc. (Scholle, 2003 y Flügel, 2004)

Interpretación: En general representan condiciones marinas someras debido a la actividad fotosintética de las algas, esto no quiere decir que sean exclusivas de estos ambientes, ya que varios tipos de algas verdes también se desarrollan en ambientes con poca intensidad de luz. Particularmente se pueden formar en una gran variedad de ambientes como lagos, arroyos, pantanos a condiciones marinas de inter y submarea. Para determinar el nivel de energía en que se formaron es necesario correlacionar la textura con el tipo de oncoides, así, para condiciones de alta energía se tendrán texturas de packstone a grainstone con oncoides de tamaños pequeños que exhiban laminación regular; para ambientes con aguas tranquilas se tendrán oncoides micríticos individuales o múltiples con crecimiento irregular en texturas de wackestone y floatstones (Flügel, 2004)

PARTÍCULAS ESQUELETALES

Foraminíferos son protistas heterotróficos, pertenecientes al *phylum Sarcodina* y a la clase *Rhizopoda*. Se dividen en dos grupos principales: foraminíferos bentónicos que viven en o sobre los sedimentos del piso marino y los planctónicos que viven en la parte superior. El grupo principal de foraminíferos observados en este trabajo de tesis es el de los foraminíferos bentónicos. Este grupo está restringido a un rango de profundidad y toleran ciertos grados de temperatura y salinidad (Scholle, 2003 y Flügel, 2004).

Interpretación: Respecto a la salinidad la mayoría se han encontrado en condiciones de salinidad normal (35%), la diversidad decrece conforme disminuye la salinidad. Las bajas salinidades (lagunas costeras) favorecen ensamblajes poco diversos, ricos en formas aglutinadas. Las altas concentraciones de carbonato en aguas hipersalinas favorecen la ocurrencia de miliólidos. Ambientes someros

cercanos a la costa y lagunares, con menos de 50 m de profundidad están caracterizados por la presencia de foraminíferos miliolínidos. Los Rotalínidos hialinos ocurren en aguas someras y profundas. Las testas aglutinadas son comunes sobre el talud pero también pueden presentarse a varios cientos de profundidad. En plataforma externa dominan las especies de rotálidos perforados. En la zona batial tienden a predominar los foraminíferos aglutinados de formas biseriales y triseriales, con algunos rotálidos hialinos y miliólidos porcelanáceos. La mayoría de las clases de estos organismos ocurre en áreas de concentración normal de oxígeno. Muchos foraminíferos están limitados a la zona fótica por sus relaciones endosimbióticas (Scholle, 2003 y Flügel, 2004).

Moluscos, este phylum es muy numeroso y existen gran diversidad de especies. Las clases Bivalvia y Gastropoda son las principales que conciernen a este trabajo. Los bivalvos-rudistas tienen importancia por ser índices estratigráficos (Jurásico Superior-Cretácico Superior) y ecológicos. Los requiénidos (Género: *Toucasia*), caprínidos, dicerátidos son una parte de las numerosas familias, *Chondrodonta* es una especie importante del Orden Pterioidea (Buitrón, 1998). La Familia Nerineidae (Jurásico-Reciente) es una de las numerosas familias de Gasterópodos, son importantes en este trabajo porque representan una facies característica de la parte superior de la columna estratigráfica en campo. Es común encontrar esta asociación en el Cretácico de todo el mundo.

Interpretación: Los rudistas vivieron en ambientes tropicales. Tanto rudistas como nerineidos vivieron cerca de los arrecifes, formaron parte de ellos o los constituyeron completamente, algunos rudistas también eran gregarios. Los grupos de rudistas se extendían desde las áreas protegidas en una plataforma, hasta las abiertas o incluso hasta los márgenes de ésta, donde producían enormes cantidades de arenas bioclásticas de rudistas. La agrupación de estos organismos favorecía la formación de extensos cinturones arrecifales. Respecto a los gasterópodos, se les encuentra en ambientes bastante amplios, desde

terrestres, marinos y acuícolas (aguas dulces?) ya que están adaptados a un rango amplio de temperatura y profundidad (Buitrón, 1998).

Ostrácodos. Son artrópodos crustáceos bivalvos que van del tamaño de mm hasta cm. Este grupo es usado en bioestratigrafía para analizar sedimentos marinos y no marinos. Los caparazones calcíticos son comunes en calizas lacustres del Mesozoico y Cenozoico (Scholle, 2003 y Flügel, 2004).

Interpretación: Ocurren prácticamente en todos los ambientes acuáticos.

Estromatolitos. Son un tipo de depósito organosedimentario controlado por comunidades microbiales bentónicas (Riding, 2000), cuya característica principal es la laminación. La formación de estromatolitos es favorecida por el aporte regular e incluso ordenado de sedimentos en tiempo y espacio sobre superficies colonizadas por las capas de microbios. Los estromatolitos aglutinados (Riding, 1991) resultan de la captura e incrustación de partículas de sedimento.

Interpretación: Ocurren en planicies de marea (intermarea y submarea) y márgenes lagunares. Estos junto con los organismos incrustados se utilizan para la interpretación de paleoambientes y para determinar controles que rodearon su formación como: cantidad de nutrientes, de luz, energía del agua, y profundidad.

4.4 TIPOS Y DESCRIPCIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN MORELOS

Se identificaron 10 facies de la Formación Morelos en el área de estudio y la Tabla 4.4 presenta un resumen de las características de esas facies. A continuación se describen cada una de ellas.

No.	FACIES	ESCALA DE AFLORAMIENTO			ESCALA MICROSCÓPICA		
		COLOR	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y/O RASGOS DISTINTIVOS	ESPESOR DEL ESTRATO	COMPONENTES CALCÁREOS ORGÁNICOS	COMPONENTES CALCÁREOS INORGÁNICOS	AMBIENTE
1	Boundstone de estromatolitos	gris claro	criptolaminitas de cianobacterias	Delgados (20 a 30 cm)	Estromatolitos	Peloides	Supramarea - Intermarea
2	Wackestone de oncoides	gris intermedio	-	?	oncoides	-	
3	Boundstone de toucasias	gris claro	Abundantes rudistas (toucasias)	Gruesos (80 cm)	Fragmentos de toucaseas, escasos foraminíferos bentónicos	Peloides	Submarea somera (Laguna)
4	Boundstone de <i>chondrodonta</i> y rudistas	gris intermedio	Bioestromas de <i>chondrodonta</i> y rudistas	Delgados (horizontes) a masivos (35 a 110 cm)	Fragmentos de <i>chondrodonta</i> y rudistas	Peloides	
5	Packstone - grainstone de nerineas y peloides	gris claro	Abundantes nerineas	Gruesos a masivos (60 a 180 cm)	Fragmentos de nerineas	Peloides	
6	Grainstone de intraclastos, bioclastos y peloides	gris claro	Escasos macrofósiles silicificados (rudistas)	Delgados a masivos (20 a 140 cm)	Foraminíferos bentónicos y fragmentos de rudistas	Intraclastos	
7	Wackestone - packstone de intraclastos, bioclastos y peloides	gris claro	Bioturbación incipiente. Escasos macrofósiles silicificados	Delgados a masivos (35 a 100 cm)	Foraminíferos bentónicos y fragmentos de rudistas, ostrácodos y traza de algas verdes	Intraclastos y peloides	
8	Mudstone - Wackestone de bioclastos	gris claro	-	Delgados a masivos (30 a 110 cm)	Escasos bioclastos que consisten de foraminíferos bentónicos y fragmentos de moluscos (rudistas) y ostrácodos	-	
9	Wackestone - packstone de bioclastos y peloides	gris intermedio	Bioturbación. Escasos macrofósiles silicificados (rudistas y gasterópodos)	Medianos a masivos (70 a 110 cm)	Foraminíferos bentónicos y fragmentos de moluscos (rudistas, <i>chondrodonta</i> y otros gasterópodos), ostrácodos y traza de algas verdes	Peloides	
10	Packstone - grainstone de bioclastos y peloides/pellets	gris intermedio a gris oscuro	Bioturbación. Abundantes macrofósiles (rudistas y nerineas) silicificados	Medianos a masivos (60 a 110 cm)	Foraminíferos bentónicos y fragmentos de moluscos (rudistas, <i>chondrodonta</i> y otros gasterópodos) y ostrácodos.	Pellets/peloides	

Tabla 4.4. Resumen y principales características de las Facies identificadas en el Anticlinal Cuachi de la Formación Morelos.

Facies 1. Boundstone de estromatolitos

Esta facies se caracteriza por la presencia de criptoalgalaminillas. En campo se identifica por la estructura sedimentaria de criptolaminitas de cianobacteria de color gris claro, estas facies se presentan en estratos delgados de 20 a 30 cm (Figs. 4.6A y 4.6B). Frecuentemente estos estratos contienen o están delimitados por intercalaciones muy delgadas (pocos centímetros de espesor) de tobas de

color pardo rojizo (Fig. 4.6B). Esta facies comúnmente se encuentra en la cima de ciclos sedimentarios de perimarea que se somerizan verticalmente. En lámina delgada se observa que esta facies consiste de criptoalgalaminillas irregulares intercaladas con láminas de textura de packstone a grainstone de peloides, y en menor proporción wackestone a packstone de peloides (Figs. 4.6C, 4.6D y 4.6E). En algunos casos las criptoalgalaminillas tienden a ser horizontales (Fig. 4.6F). Las láminas microbianas consisten de micrita de color oscuro de forma irregular. En las láminas de packstone y grainstone el material que une a los peloides es micrita y/o cementante de ortoesparita (calcita en bloque). Se observan escasos bioclastos mal conservados que consisten de fragmentos de rudistas; ostrácodos completos o como testas individuales y traza de foraminíferos bentónicos. Las estructuras fenestrales son comunes en esta facies.

Interpretación: Esta facies fue asignada a un ambiente de intermarea superior - supramarea por la presencia de la laminación irregular microbiana. Las láminas son el resultado de la actividad de las cianobacterias que al atrapar y fijar el sedimento forman estas estructuras orgánicas laminares (estromatolitos). La poca diversidad de organismos indica un ambiente con condiciones adversas debido posiblemente a una exposición regular a condiciones subaéreas o condiciones hipersalinas. El hecho de que estos estromatolitos se encuentren en la cima de los ciclos carbonatados sugiere que corresponden a la parte más somera de dichos ciclos a causa de la progradación de las facies de supramarea sobre facies de intermarea/lagunar.

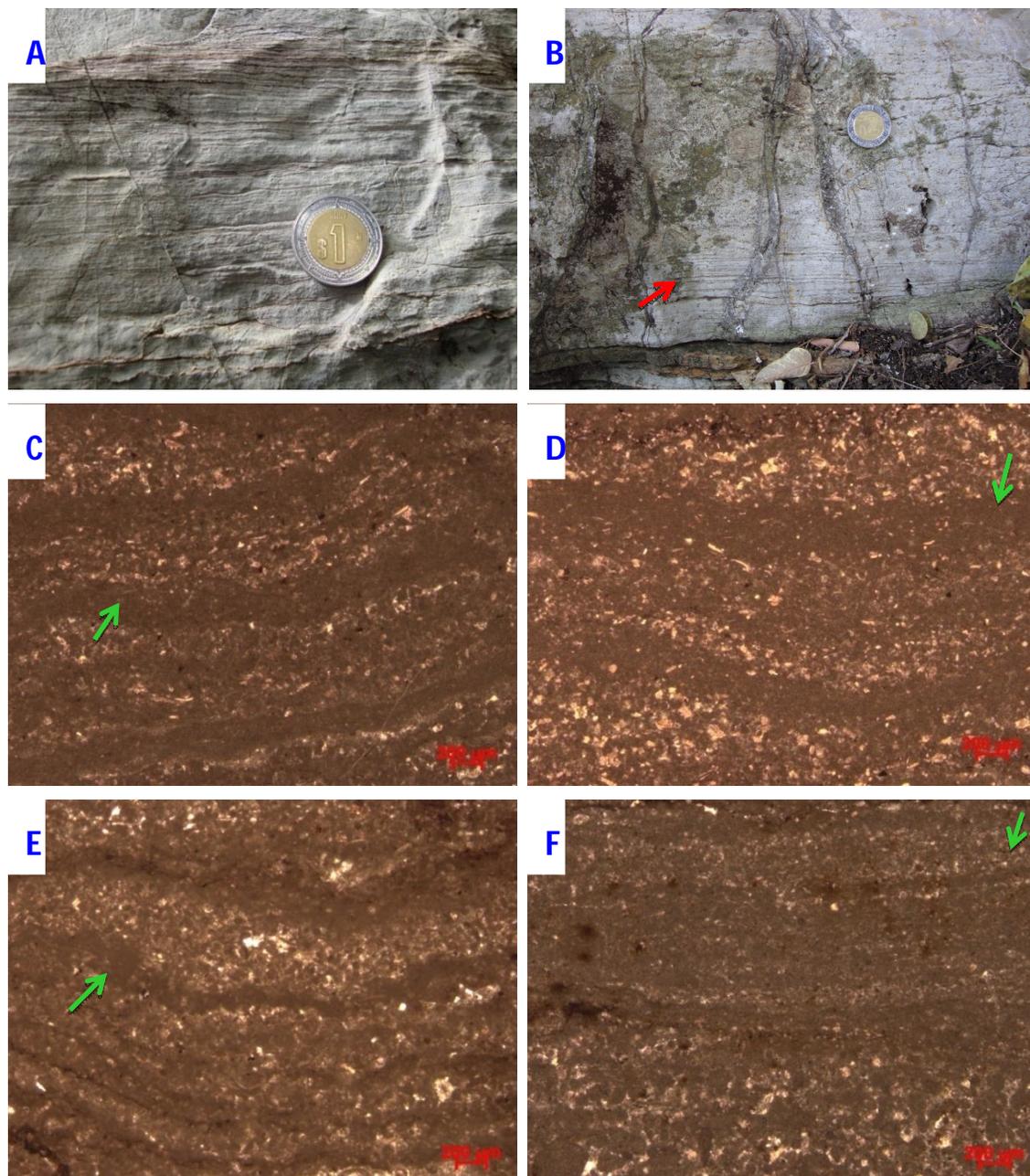


FIG. 4.6. Facies 1: Boundstone de estromatolitos. (A) y (B) Foto de afloramiento de la facies 1 Boundstone de estromatolitos; sobresalen laminaciones microbianas y horizonte tobáceo (flecha). C-29 y C-6 respectivamente. (C), (D), (E) y (F) Fotomicrografías de la Facies 1: Boundstone de estromatolitos. Consisten de láminas irregulares de cianobacterias alternando con láminas de textura de packstone/grainstone de peloides y escasos bioclastos. Las flechas verdes señalan las laminillas algáceas que denotan el crecimiento orgánico de esta facies. Todas las fotomicrografías fueron tomadas con nicoles paralelos y un objetivo de 2.5x.

Facies 2. Wackestone de oncoides

Esta facies se caracteriza por la presencia de oncoides de 0.5 a 1 cm de diámetro contenidos en una matriz de lodo calcáreo. Se presentan en capas delgadas de color gris intermedio. Los oncoides presentan un crecimiento irregular. En lámina delgada esta facies contiene oncoides flotando en una matriz micrítica, en algunos casos se observan fragmentos de moluscos como núcleos del grano envuelto, también es frecuente la presencia de laminación concéntrica irregular en estas estructuras. La matriz contiene escasos fragmentos de rudistas y foraminíferos bentónicos (Fig. 4.7).

Interpretación: La presencia de los oncoides, formados por actividad microbial, indica condiciones someras que permitieran realizar la fotosíntesis. La presencia de los oncoides y el contenido de lodo calcáreo indican condiciones de baja energía. Se interpretan como facies de aguas someras debido a que se asocian con la actividad microbial que originó el grano envuelto y a la presencia de pocos foraminíferos bentónicos. Se considera que se depositaron y desarrollaron en un ambiente de supramarea a intermarea.

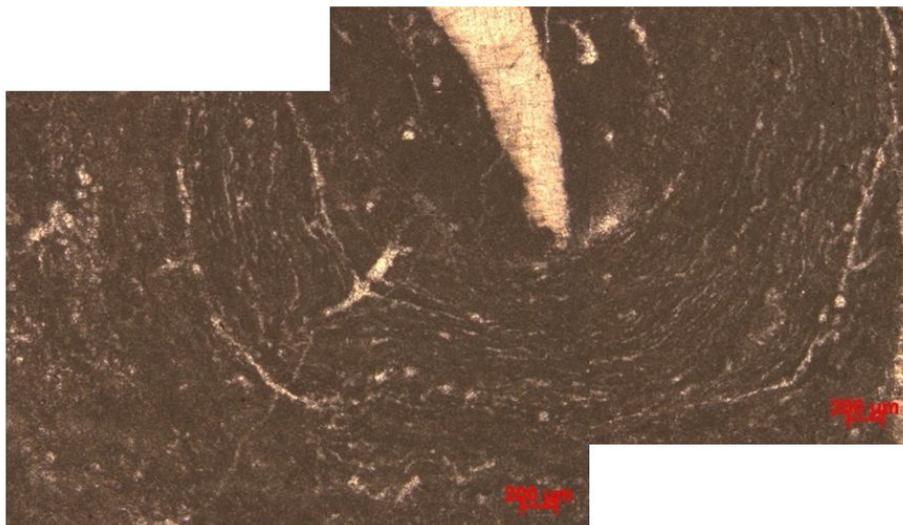


FIG.4.7. Facies 2: Wackestone de oncoides. Fotomicrografía de la Muestra A-49. Oncoide con núcleo de fragmento de rudista. Note laminación irregular. Nicles paralelos y objetivo de 2.5x.

Facies 3. Boundstone de toucasias

Esta facies caracteriza por la abundancia de toucasias completas en una matriz de packstone a grainstone de peloides. En escala de afloramiento se caracteriza por la abundancia de macrofósiles completos de rudistas del género *Toucasia*. Las capas presentan color gris claro y estratificación gruesa (80 cm). Se observa fracturamiento intermedio en esta facies (Fig. 4.8). Esta facies comúnmente se encuentra en la cima de ciclos sedimentarios de submarea que se somerizan verticalmente. En lámina delgada la matriz de la Facies 3: Boundstone de toucasias varía de packstone a grainstone de peloides y bioclastos. Los bioclastos consisten de fragmentos de toucasias y escasos foraminíferos bentónicos biseriales (lituólidos). En la matriz, el material que une a los componentes calcáreos consiste de micrita y/o cementante de ortoesparita (calcita en bloque).

Interpretación: Por las características, principalmente en escala de afloramiento, se infiere que esta facies se depositó en un ambiente de submarea somera. Probablemente estos organismos formaron biostromas, sin embargo por la pobre exposición de la facies no es posible determinar con seguridad esta característica. Probablemente condiciones de baja energía (áreas protegidas en una plataforma) en el ambiente de depósito permitieron la conservación completa e *in situ* de estos organismos.



Fig. 8. Foto de afloramiento de la facies 3: Boundstone de toucasias. Note la abundancia de los macrofósiles.

Facies 4. Boundstone de *chondrodonta* y rudistas

La facies 4: Boundstone de *chondrodonta* y rudistas se caracteriza por la abundancia de macrofósiles principalmente *chondrodonta* en una matriz de packstone de peloides y bioclastos. En afloramiento esta facies se identifica por la abundancia de macrofósiles completos de *chondrodonta* y menor cantidad de rudistas. Es común que esta facies se presente como bioestromas delgados de 10 a 35 cm (Figs. 4.9A Y 4.9B), sin embargo también se registran boundstones de *chondrodonta* y rudistas en estratos masivos de 95 a 135 cm. Esta facies comúnmente se encuentra en la cima de ciclos sedimentarios de submarea que se somerizan verticalmente. En lámina delgada se observa que la matriz de la facies 4: Boundstone de *chondrodonta* y rudistas varía de packstone a grainstone de peloides y bioclastos. Los bioclastos consisten de abundantes fragmentos de *chondrodonta* y rudistas en menor cantidad. En la matriz, el material que une a los componentes calcáreos consiste de micrita y/o cementante de ortoesparita (calcita en bloque).

Interpretación: Se infiere que la facies 4: Boundstone de *chondrodonta* y rudistas se depositó en un ambiente de submarea somera debido principalmente a sus rasgos en afloramiento. Por su geometría, se infiere que estos organismos formaron biostromas y biohermas en las cima de la secuencias carbonatadas. Probablemente condiciones de baja energía (áreas protegidas en una plataforma) en el ambiente de depósito permitieron la conservación completa e *in situ* de estos organismos.



FIG. 4.9. Foto de afloramiento de la facies 4. Boundstone de *chondrodonta* y rudistas. A) Base de la capa calcárea donde se observan abundantes fósiles de *chondrodonta* y escasos rudistas. B) Biostroma: Boundstone de *chondrodonta* y rudistas.

Facies 5: Packstone - grainstone de nerineas y peloides

En escala de afloramiento esta se caracteriza por la presencia de macrofósiles silicificados de nerineas (Fig. 4.10A Y 4.10B). Esta facies se presentan en estratos tanto delgados como masivos (30 a 180 cm) de color gris intermedio. En la columna estratigráfica medida, esta facies corresponde a las capas más jóvenes que coronan los últimos ciclos sedimentarios de submarea. En lámina delgada la facies 5: Packstone - grainstone de nerineas y peloides contiene fragmentos de nerineas y abundantes peloides. Los fragmentos de nerineas se presentan como poros móldicos obliterados por calcita en bloque. En la matriz, la micrita y/o la calcita en bloque cementan a los componentes calcáreos.

Interpretación: Debido a que los fósiles de nerineas no se encuentran en posición de crecimiento ni formando estructuras orgánicas (biostromas o biohermas), se infiere que fueron arrastrados a corta distancia de una parche arrecifal, posiblemente del borde de la plataforma. Las texturas de packstone y grainstone presentes en estas facies corresponden a condiciones de alta energía. Por su posición estratigráfica (estratos más jóvenes) se concluye que estas facies se

depositaron en la cima de los últimos ciclos sedimentarios de submarea. Por todos estos rasgos, se infiere que facies 5: Packstone - grainstone de nerineas y peloides se depositó en ambiente de submarea somera, en una zona semi protegida, con condiciones de alta energía.



FIG. 4.10. Fotos de afloramiento de la facies 5: Packstone - grainstone de nerineas y peloides. Note la cantidad de fósiles de nerineas.

Facies 6. Grainstone de intraclastos, bioclastos y peloides

Esta facies se caracteriza por la textura de grainstone y en menor proporción de packstone de intraclastos y bioclastos. En campo, los estratos se observan de color gris claro, con espesores delgados a masivos (20 a 140 cm). En ocasiones los estratos están delimitados por planos estilolíticos u horizontes tobáceos de pocos cm de espesor. Contienen escasos macrofósiles de gasterópodos silicificados (Figs. 4.11A y 4.11B). En lámina delgada esta facies consiste de abundantes intraclastos, comunes bioclastos y peloides unidos por cemento de calcita en bloque (ortoesparita) (Figs. 4.11C, 4.11D, 4.11E y 4.11F). Los intraclastos exhiben texturas lodosoportadas, son subangulosos a redondeados y su tamaño va de 2 a 8 mm (Fig. 4.9D). Respecto a las partículas esqueléticas, son más abundantes y

diversas que en las facies previamente descritas; consisten de fragmentos de rudistas y foraminíferos bentónicos espirales y biseriales (lituólidos y rotálidos), escasas valvas de ostrácodos y traza de algas rojas coralináceas. En general, los bioclastos se conservan en buen estado, los hay completos e incompletos. Algunos fragmentos de rudistas son superiores a los 2 mm (Figs. 4.11C y 4.11D).

Interpretación: La asociación de partículas esqueléticas y no esqueléticas en estas facies indica un ambiente marino muy somero. Esta facies corresponde a un cuerpo de arena carbonatada acumulado en el interior de la plataforma (posiblemente laguna), los bioclastos fueron derivados de posibles aparatos arrecifales de rudistas y transportados hacia la laguna por corrientes, algunos organismos posiblemente representan fauna bentónica (foraminíferos); mientras que los intraclastos aparentemente fueron arrancados de facies cementadas tempranamente.

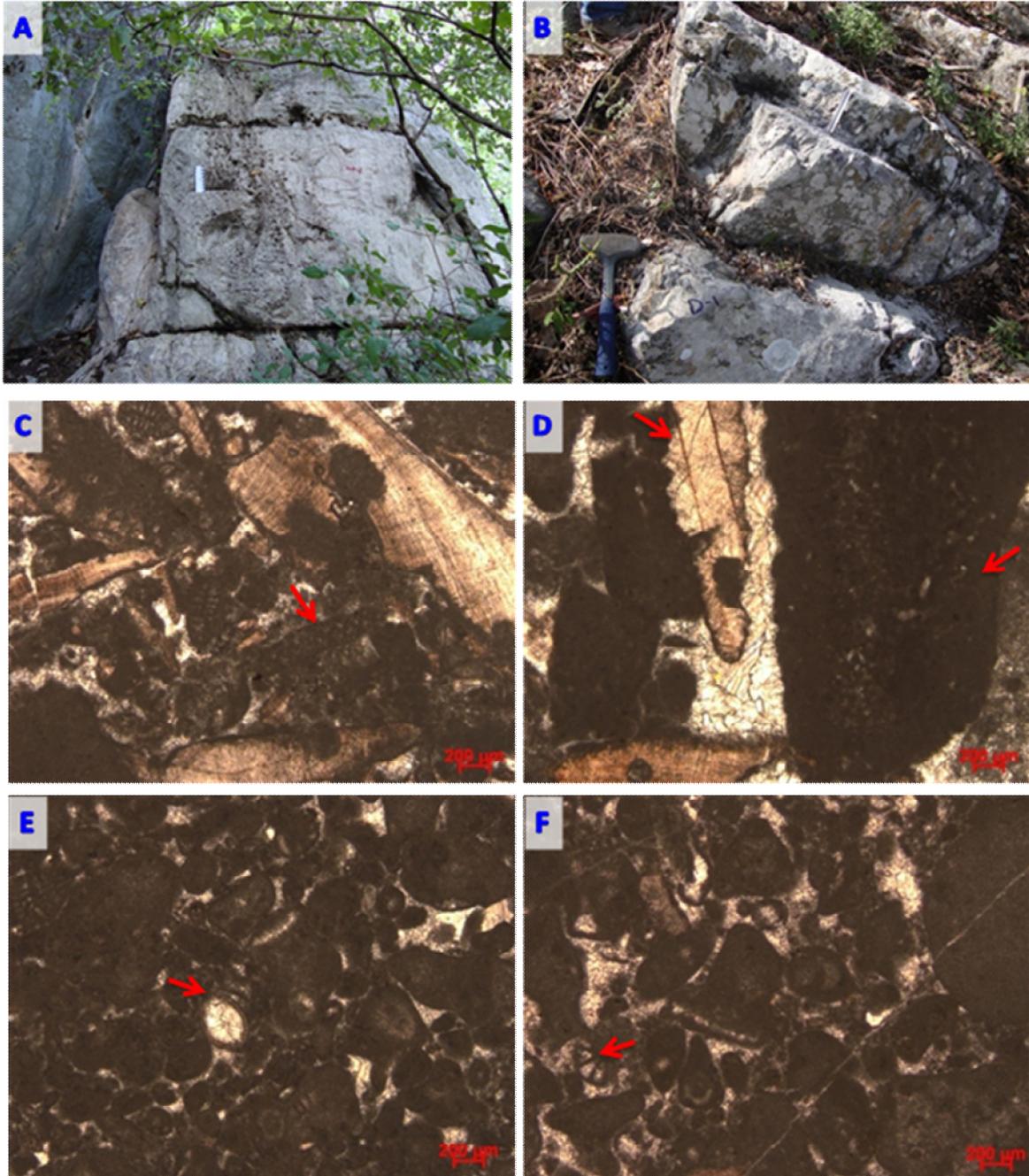


FIG. 4.11. Facies 6: Grainstone de intraclastos, bioclastos y peloides. (A) y (B) Foto de afloramiento donde se muestra estratificación delgada a gruesa. C-7, D-1 y D-2 respectivamente. (C), (D), (E) y (F) Fotomicrografías de la Facies 1: Grainstone de intraclastos, bioclastos y peloides. (C) Abundantes foraminíferos bentónicos biseriales (Lituólidos) (flecha). (D) Intraclasto de textura lodosoportada y fragmento de rudista (flechas). (E) Ostrácodo articulado, obliterado con calcita en bloque. (F) Foraminíferos bentónicos espirales. Todas las fotomicrografías fueron tomadas con nicoles paralelos y un objetivo de 2.5x.

Facies 7. Wackestone - Packstone de intraclastos, bioclastos y peloides

Estas facies se caracteriza por la abundancia de intraclastos, bioclastos y peloides en matriz lodosoportada. En afloramiento estas facies se presentan en estratos delgados a gruesos (35 – 100 cm), de color gris claro. Normalmente contienen horizontes tobáceos de pocos cm de espesor y/o planos estilolíticos paralelos a la estratificación (Fig. 4.12A). En algunos casos estos planos estilolíticos representan la base y/o cima de los estratos (Fig. 4.12C). Esta facies también presenta escasos macrofósiles silicificados de rudistas (Fig. 4.12B) y bioturbación incipiente. En lámina delgada se observan principalmente intraclastos, peloides y partículas esqueléticas en una matriz micrítica (en algunos casos el lodo calcáreo se observa parcialmente recristalizado a esparita fina) (Figs. 4.12E, 4.12F, 4.12G y 4.12H). Los intraclastos son abundantes, presentan textura lodosoportada (mudstone) y varían en tamaño de 1 a 2 mm, son subredondeados a angulosos; ocasionalmente se observan litoclastos de grainstone de peloides y grainstone de fragmentos de rudistas. Los peloides se presentan comúnmente. En cuanto al contenido bioclástico, se observa mayor cantidad y diversidad, y consiste principalmente de foraminíferos bentónicos (miliólidos, lituólidos, rotálidos), fragmentos de moluscos (rudistas y pocos gasterópodos), ostrácodos y traza de algas verdes calcáreas y algas rojas coralináceas (solenoporaceas) (Fig. 4.12E).

Interpretación: La abundancia de intraclastos y de bioclastos (incluida su diversidad) indica condiciones marinas someras. El contenido de lodo calcáreo sugiere condiciones de no muy alta energía, aunque de alguna manera los intraclastos debieron haberse formado posiblemente por la acción del oleaje (normal o asociado a mareas o tormentas) y eventualmente transportados hacia el interior de la plataforma. La cantidad de fragmentos de rudistas probablemente derivaron de un parche arrecifal o una barrera bioclástica cercana. Por lo que esta facies también se interpreta como un depósito lagunar semi-restringido.

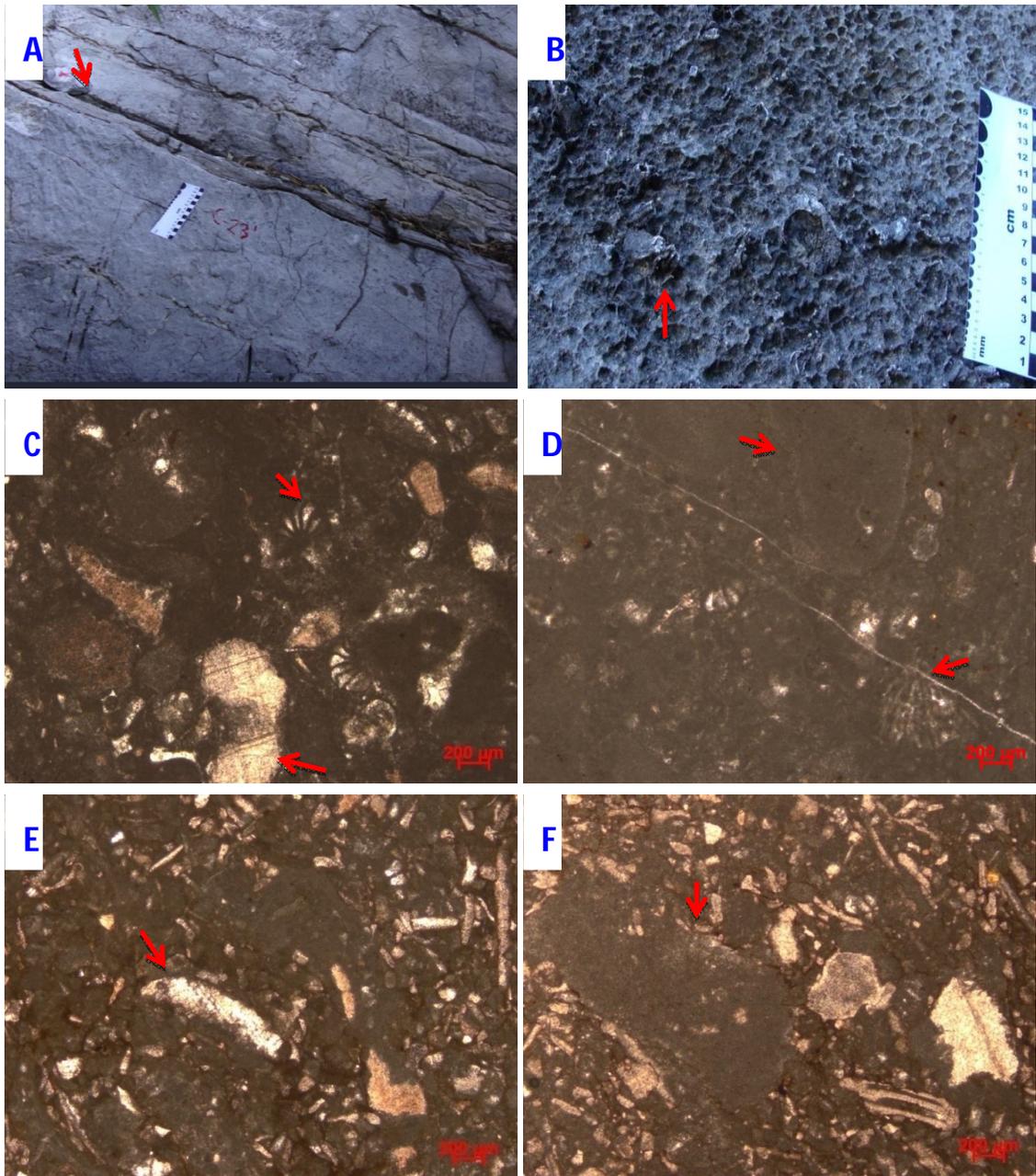


FIG. 4.12. Facies 7: Wackestone-packstone de intraclastos, bioclastos y peloides. (A) y (B), Fotos de afloramiento de esta facies. Estratificación delgada a gruesa. (A) Muestra: C-23'. Abundantes horizontes tobáceos de escala milimétrica. (B) Muestra: C-32. Estrato muy cubierto por una capa negruzca moderna de microbios, sin embargo, se observan fragmentos de rudistas silicificados (flechas). (C), (D), (E) y (F) Fotomicrografías de la facies 7: Wackestone-packstone intraclastos, bioclastos y peloides; tomadas con nicoles paralelos y un objetivo de 2.5x. En general se observan los componentes principales de esta facies: intraclastos, bioclastos (foraminíferos bentónicos y fragmentos de rudistas) y peloides, estos elementos están señalados con flechas en las fotomicrografías.

Facies 8. Mudstone - wackestone de bioclastos.

Esta facies consiste de una textura lodosoportada con escasos bioclastos. En afloramiento esta facies presenta estratificación delgada a gruesa (30 - 110 cm), color gris claro. Es frecuente que estas facies se presenten en estratos delimitados por horizontes estilolíticos u horizontes tobáceos (Figs. 4.13A y 4.13B). En algunas ocasiones esta facies en afloramiento presenta intenso fracturamiento (Fig. 4.13B). En lámina delgada la textura de esta facies varía de mudstone o wackestone de bioclastos, domina la matriz de micrita, sin embargo, en algunos casos el lodo calcáreo se observa parcialmente recristalizado a esparita fina; ocasionalmente se presentan intraclastos y peloides (Figs. 4.13C, 4.13D, 4.13E y 4.13F). Respecto al contenido bioclástico, se observa que mantiene la misma diversidad que en las facies anteriormente descritas, aunque es evidente que en esta facies se presentan en menor cantidad. Estas partículas esqueléticas consisten de fragmentos de moluscos (rudistas y ocasionalmente gasterópodos), foraminíferos bentónicos (miliólidos, lituólidos y rotálidos) y ostrácodos completos y desarticulados. Aunque los foraminíferos bentónicos y los fragmentos de moluscos son los componentes esqueléticos principales en esta facies, no siempre se presentan juntos, es común que en algunas láminas se observe únicamente uno de estos grupos.

Interpretación: La textura depositacional (mudstone a wackestone) y la asociación fósil indican condiciones de submarea somera. El depósito de lodo calcáreo indica ambientes de muy baja energía perturbados únicamente por organismos barrenadores. La presencia de fragmentos de rudistas indica transporte desde su ambiente original hasta el interior de la plataforma. La baja diversidad de los microfósiles sugiere condiciones semi-restringidas en un ambiente lagunar.

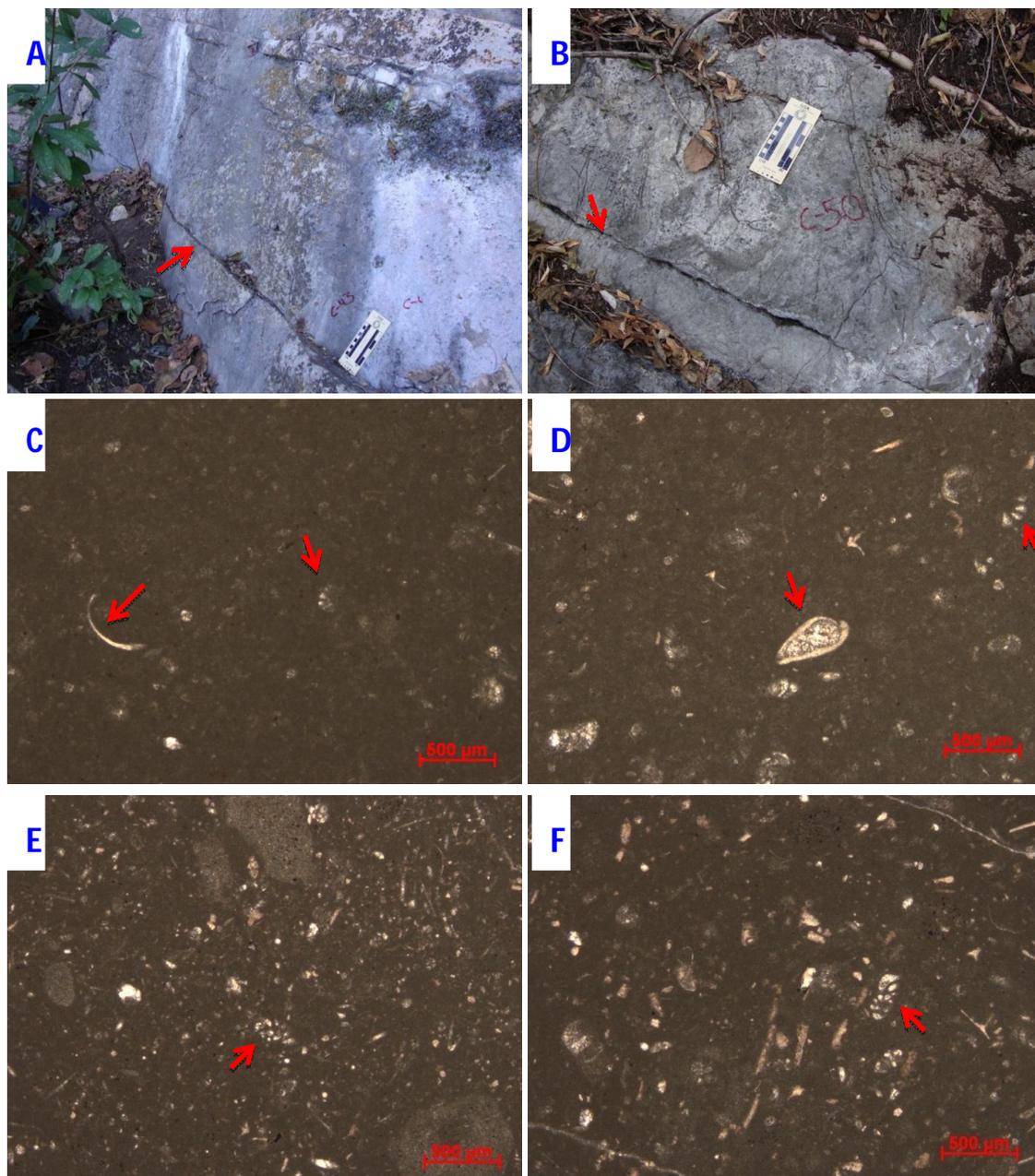


FIG. 4.13. Facies 8: Mudstone a wackestone de bioclastos. (A) y (B) Fotos de afloramiento de la facies de mudstone a wackestone de bioclastos. Nótense los horizontes tobáceos y estilolitas (flechas). C-43 y C-50 respectivamente. (C), (D), (E) y (F) Fotomicrografías de las facies 8: Mudstone a wackestone de bioclastos, tomadas con nicols paralelos y un objetivo de 2.5x. Esta facies consiste principalmente de texturas lodosoportadas con escasos bioclastos. Los bioclastos son foraminíferos bentónicos, fragmentos de moluscos y ostrácodos (flechas).

Facies 9. Wackestone-packstone de bioclastos y peloides.

Esta facies consiste de una textura lodosoportada que varía de wackestone a packstones de bioclastos y peloides. En afloramiento esta facies se presenta en estratos medianos a masivos (70 a 110 cm), color gris intermedio. Estas facies presentan fósiles silicificados de rudistas y *chondrodonta* (Figs. 4.14a y 4.14B). En el microscopio petrográfico esta facies varía de wackestone a packstone de bioclastos y peloides. Predomina la presencia de matriz micrítica, aunque en algunos casos se observa parcialmente recristalizada a esparita fina (microesparita) (Figs. 4.14C y 4.14D). Respecto al contenido bioclástico, esta facies mantiene la misma diversidad que las facies anteriormente descritas, sin embargo en esta los bioclastos son más abundantes. Las partículas esqueléticas consisten de foraminíferos bentónicos (miliólidos, lituólidos y rotálidos) (Figs. 4.14C y 4.14D), fragmentos de moluscos (rudistas, *chondrodonta* y otros gasterópodos y, ostrácodos (articulados y desarticulados) y traza de algas verdes. En general los restos de moluscos se presentan muy mal conservados y en fragmentos finos. La bioturbación también es común en lámina delgada en esta facies.

Interpretación: La asociación de la fauna fósil, la diversidad y la cantidad indican condiciones similares a la facies anterior, sin embargo, en este caso es probable que el ambiente haya estado bajo condiciones más propicias para el desarrollo de la vida marina (mayor cantidad de fauna) ya que se observan fósiles en escala de afloramiento. La cantidad de lodo calcáreo disminuye con respecto a la facies 8: Mudstone a wackestone de bioclastos por lo que se infieren condiciones de mayor energía. Estas características sugieren condiciones depositacionales semi-restringidas en un ambiente lagunar.

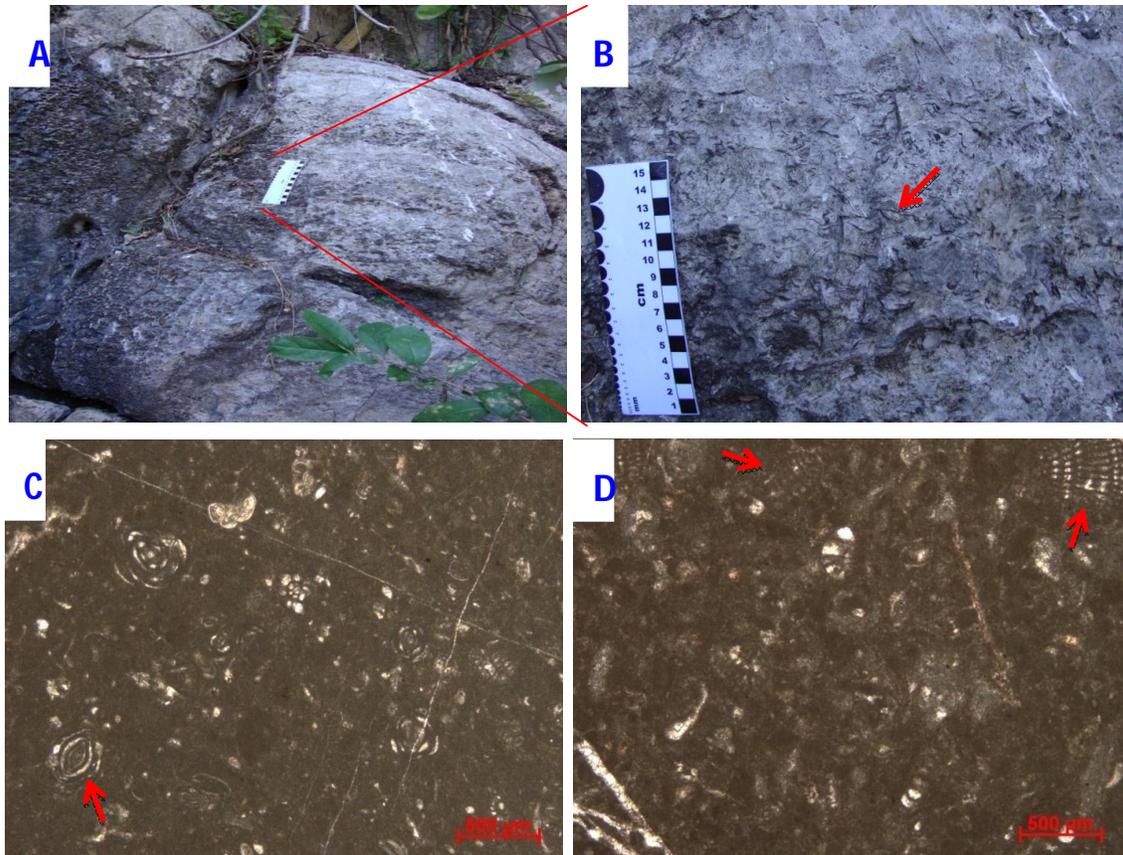


FIG. 4.14. Facies 9: Wackestone-packstone de bioclastos y peloides. (A) y (B) Fotos de afloramiento de la facies 9: Wackestone-packstone de bioclastos y peloides. Muestra C-33. Estrato masivo con abundantes macrofósiles de rudistas y *chondrodonta* silicificados (flechas). (D) y (E) Fotomicrografías de la Facies 9: Wackestone-packstone de bioclastos y peloides. Consisten de texturas lodosoportadas que varían de wackestone a packstone de bioclastos y peloides. Las partículas esqueléticas están señaladas con flechas. Fotomicrografías tomadas con nicols paralelos y un objetivo de 2.5x.

Facies 10. Grainstone - packstone de bioclastos y pellets/ peloides.

Esta facies se define por la textura que varía de packstone a grainstone, con abundantes bioclastos y peloides y/o pellets. En afloramiento estas facies se caracterizan por la abundancia de macrofósiles (tucasias, rudistas, *Chondrodonta* y otros moluscos). Son comunes las capas de rudstones de bioclastos (Fig. 4.15A). Es común observar capas bioturbadas en la textura de packstone de bioclastos y peloides (Fig. 4.15B). Esta facies contiene estilolitas sub-paralelas y/o

oblicuas a la estratificación, principalmente en las rocas de grano fino (Fig. 4.15C). Presentan color gris intermedio a gris oscuro. Esta facies se presenta en estratos medianos a gruesos (60 a 110 cm). En lámina delgada esta facies se caracteriza por la abundancia de bioclastos y peloides (en ocasiones pellets), unidos por una matriz micrítica y/o por cemento de ortoesparita (calcita en bloque). Sin embargo, es común que el lodo calcáreo se observe parcialmente recristalizado a esparita fina (microesparita) (Figs. 4.15D, 4.15E, 4.15F, 4.15G y 4.15H). Esta facies contiene mayor cantidad de bioclastos en relación al resto de las facies descritas. Estas partículas esqueléticas consisten de foraminíferos bentónicos (miliólidos, lituólidos, rotálidos), fragmentos de moluscos (rudistas y gasterópodos) y ostrácodos (articulados y desarticulados). Es frecuente que los fragmentos de moluscos sean mayores a 2 mm (rudstones). Respecto a las partículas no esqueléticas, los peloides son abundantes en esta facies y predominan las formas esféricas probablemente de origen fecal (pellets), sin embargo, frecuentemente exhiben formas irregulares. Intraclastos como los descritos en las facies anteriores se presentan esporádicamente. La bioturbación también es común en lámina delgada en esta facies.

Interpretación: En esta facies es evidente el aumento en la cantidad y diversidad de las partículas esqueléticas, por lo que se propone un ambiente lagunar semi-restringido o no restringido. El hecho de que no se depositara lodo calcáreo y las texturas granosoportadas sugiere ambientes de alta energía. El aumento en la cantidad y tamaño de fragmentos de rudistas probablemente se debe a la cercanía con el ambiente original de estos organismos (probablemente una barrera o parche arrecifal).

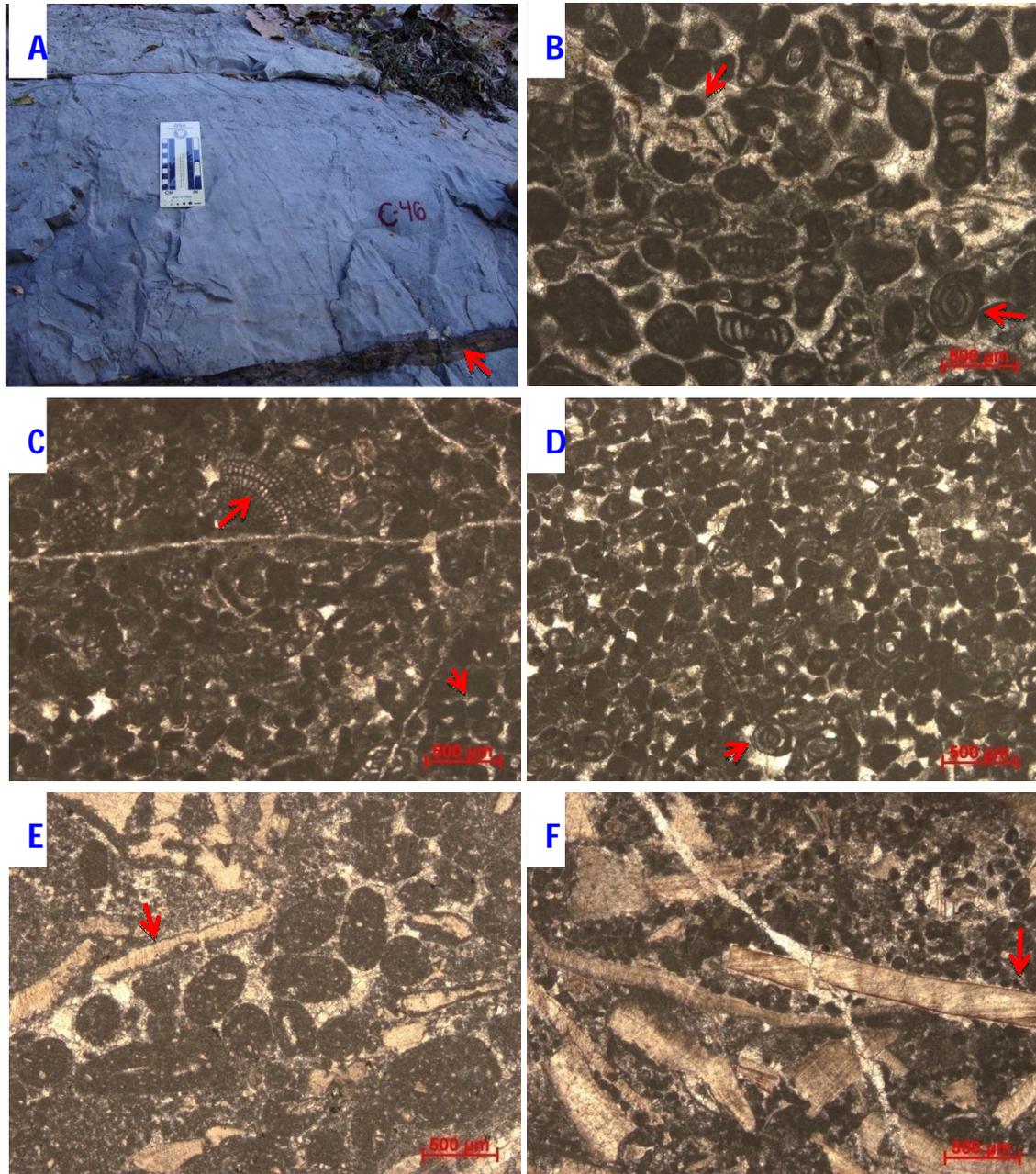


FIG. 4.15. Facies 10: Packstone – grainstone de bioclastos y pellets/peloides. (A) Foto de afloramiento de la facies 7: Packstone – grainstone de bioclastos y pellets/peloides. Muestra C-46. Es común que estas facies se presenten tanto en rocas de grano fino. (B), (C), (D), (E) y (F) Fotomicrografías de la Facies 10: Packstone – grainstone de bioclastos y pellets/peloides. Consisten de texturas granosoportadas (packstone y grainstone) con abundantes bioclastos y peloides (flechas) unidos por una matriz micrítica y/o por cemento de ortoesparita. Todas las fotomicrografías fueron tomadas con nicoles paralelos y un objetivo de 2.5x.

4.5 ASOCIACIÓN DE FACIES

Las diez facies identificadas en la Formación Morelos expuestas en el Anticlinal Cuachi fueron agrupadas en dos asociaciones de facies desarrolladas en un ambiente de plataforma interna. Se proponen la Asociación de Facies de Supramarea-Intermarea y la Asociación de Facies de Submarea (Submarea somera, “laguna” restringida).

Asociación de Facies de Supramarea-Intermarea

Esta asociación consiste de facies características de ambientes de intermarea y supramarea. Las facies 1: Boundstone de estromatolitos y la facies 2: Wackestone de oncoides corresponden a esta asociación de facies. Es común la laminación irregular en las dos facies. Las partículas bioclásticas en general son escasas y consisten principalmente de foraminíferos bentónicos, fragmentos de moluscos y ostrácodos. Las estructuras fenestrales son comunes en esta asociación de facies. No se observa dolomitización en estas facies.

Interpretación: Se infiere que la asociación de facies de Supramarea-Intermarea corresponde a un ambiente de Intermarea-Supramarea. En estas facies la actividad bacteriana es evidente, ya que tanto las criptoalgalaminillas como los oncoides se forman por adhesión y fijación de sedimento provocado por organismos microbianos. Los estromatolitos son estructuras organosedimentarias de tipo estratiformes. Las carpetas estratiformes son indicativas de ambientes de muy baja energía (con protección casi total de la acción de las olas) (Tucker y Wright, 1990). El hecho de que la laminación se haya preservado sugiere la ausencia de organismos bioturbadores, a su vez esto implica condiciones adversas para la actividad orgánica quizá con condiciones regulares de exposición subáerea.

Asociación de Facies de Submarea

Estas facies están representadas por una mezcla de texturas tanto de alta energía (packstones y grainstones) como de baja energía (mudstones y wackestones), además de incluir facies arrecifales. Respecto a las partículas bioclásticas, esta asociación de facies presenta gran abundancia y diversidad. Estos bioclastos incluyen a foraminíferos bentónicos (miliólidos, lituólidos, rotálidos), fragmentos de moluscos (rudistas, *Chondrodonta*, nerineas y otros gasterópodos), ostrácodos y algas coralináceas. Las partículas no esqueléticas presentes incluyen abundantes intraclastos (textura mudstone) y peloides. Con frecuencia los intraclastos son mayores a 2 mm, los peloides frecuentemente presentan formas esféricas. La bioturbación es común en esta asociación de facies. Se presenta raramente dolomitización incipiente.

Interpretación: La cantidad y diversidad de la fauna fósil sugieren condiciones favorables para el desarrollo de la vida marina. Sin embargo la variación de la fauna fósil presente en las facies indica que hubo ciclos con condiciones semi-restringidas o no restringidas donde el desarrollo de foraminíferos fue abundante. En contraste con ciclos más restringidos en donde únicamente se depositaron fragmentos de moluscos (partículas alóctonas). También se observan fluctuaciones del nivel del mar que cambiaban las condiciones de energía del ambiente y en consecuencia las texturas depositadas. Para texturas grano-soportadas se interpreta un nivel de mar bajo, esto implica que el nivel de energía aumentó dentro de la laguna y no permitía la depositación de lodo carbonatado; para texturas lodo-soportadas el nivel de mar era alto, las condiciones energéticas dentro de la laguna eran bajas depositándose gran cantidad de lodo carbonatado. Por lo descrito anteriormente, se determina que el ambiente de depósito fue submarea somera “laguna” restringida, quizá por un banco arrecifal, debido a los fragmentos de moluscos presentes en las diversas facies.

Las facies estudiadas en la Formación Morelos en el anticlinal Cuachi, corresponden a sedimentos depositados en un ambiente somero. En la figura 4.16

se esquematiza el modelo deposicional de las facies de la Formación Morelos durante el Cretácico Medio, inferidos para el área de estudio.

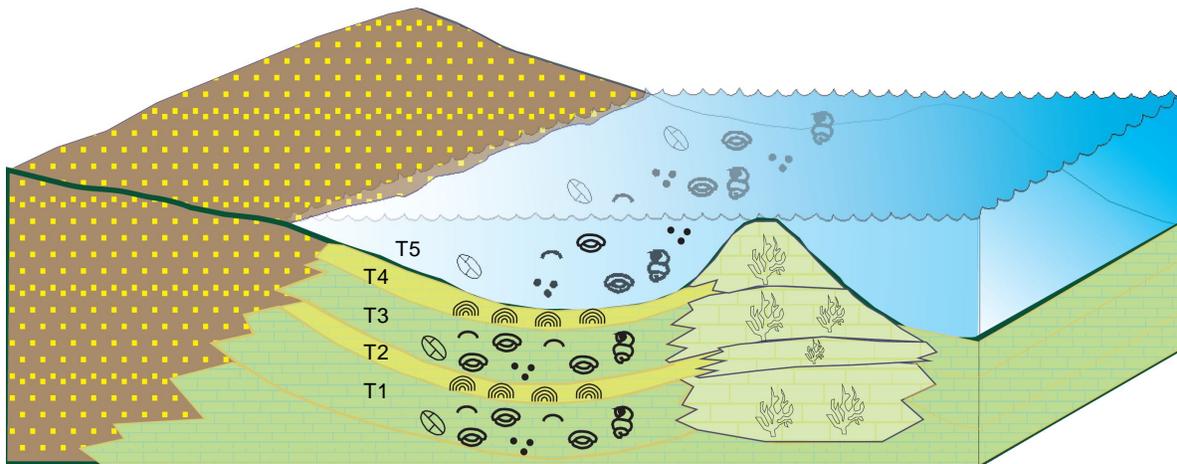


Fig. 4.16. Esquemas inferidos de los modelos deposicionales de las facies de la Formación Morelos en el anticlinal Cuachi durante el Cretácico Medio. El tiempo 1 (T1) así como T3 y T5 representan ambientes de submarea, mientras que T2 y T4 corresponden a ambientes de supra-intermarea.

4.5.1. Ciclos estratigráficos

En la sección medida se presentan secuencias de somerización ascendente como resultado de una progradación. Esto implica la migración hacia el mar de sedimentos de ambientes someros, sobre sedimentos de aguas más profundas en una cuenca sedimentaria (laguna) hasta llenar la cuenca de sedimentos (Tucker y Wright, 1990). Estas secuencias de somerización incluyen ciclos de perimarea y de submarea.

Los ciclos perimareales se caracterizan por la presencia de facies de submarea debajo de facies de intermarea-supramarea, siempre finalizadas con la Facies 1: Boundstone de estromatolitos. La estratificación típica de estos ciclos consiste de

capas delgadas (Facies 1: Boundstone de estromatolitos) a gruesas (Fig. 4.17 y Fig. 4.18).

Los ciclos de submarea consisten de facies de submarea debajo de facies de submarea somera. Las facies que culminan estos ciclos consisten de la facies 3: Boundstone de toucasias y la facies 4: Boundstone de *Chondrodonta* y rudistas, estas facies se identifican por una estratificación delgada. En general los ciclos perimareales se caracterizan por una estratificación gruesa a masiva culminando con capas delgadas (Fig. 4.19). Estos ciclos de somerización indican el ahogamiento periódico de las plataformas por medio de eventos transgresivos (Tucker y Wright, 1990).

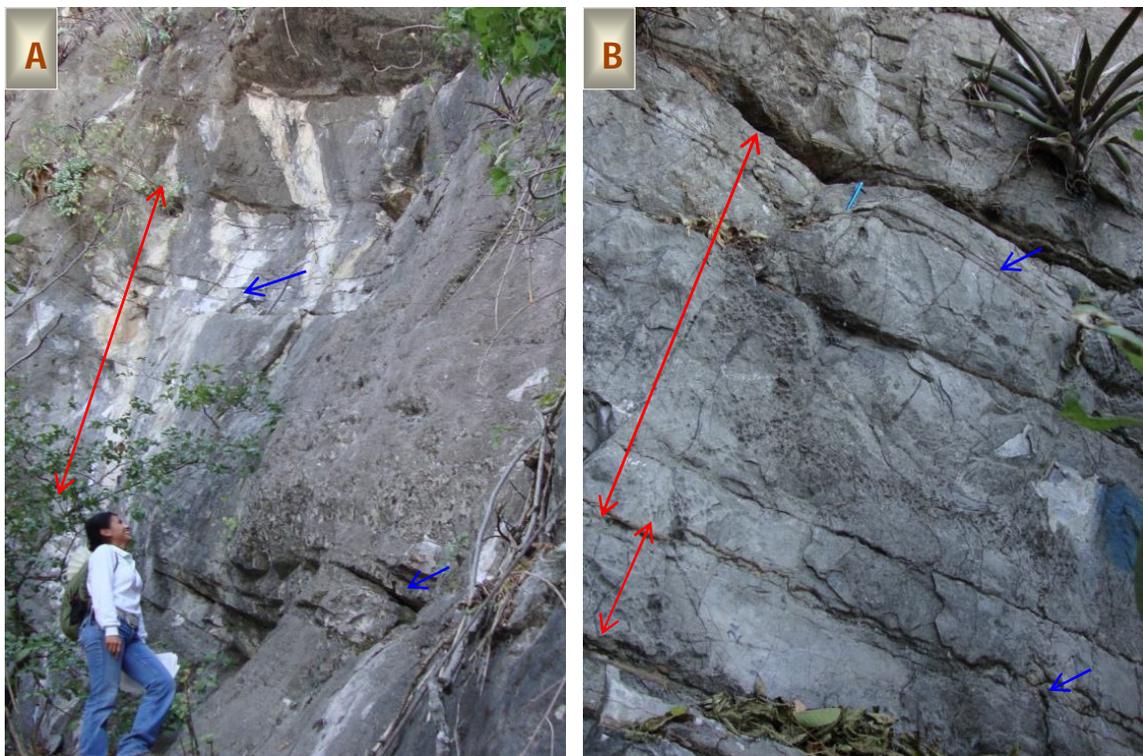


Fig. 17. Fotos de afloramiento de los ciclos estratigráficos de perimarea (flechas rojas). Note la estratificación gruesa a masiva de las facies de submarea, y las capas delgadas de la Facies 1: Boundstone de estromatolitos (flechas azules).

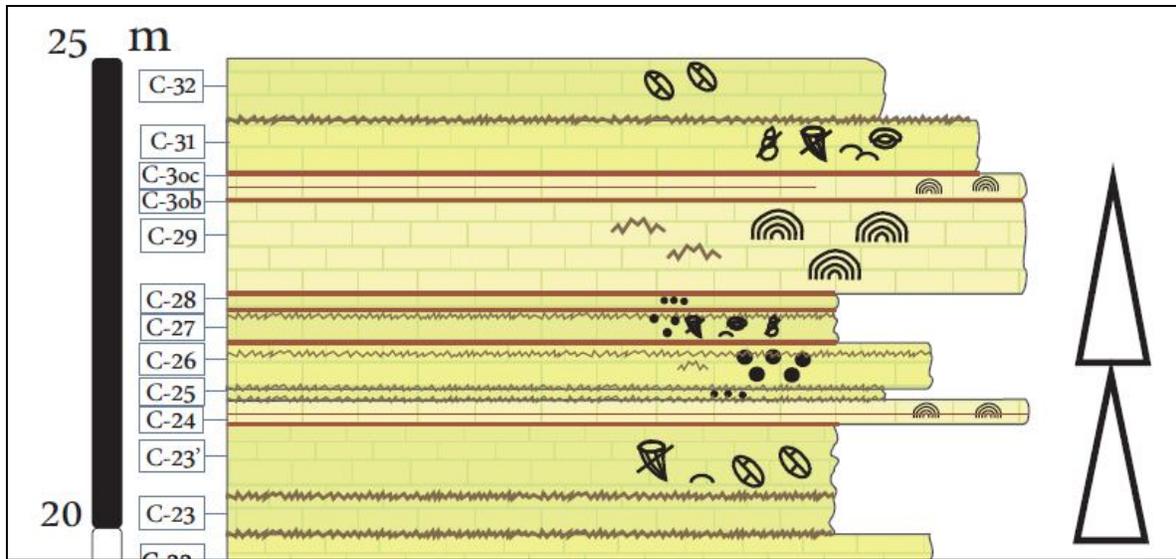


Fig. 4.18. Sección Estratigráfica 2: Ciclos estratigráficos de perimarea. Note la estratificación delgada de las facies que finalizan cada ciclo. Los triángulos representan los ciclos de somerización, la base corresponde con las facies más profundas.

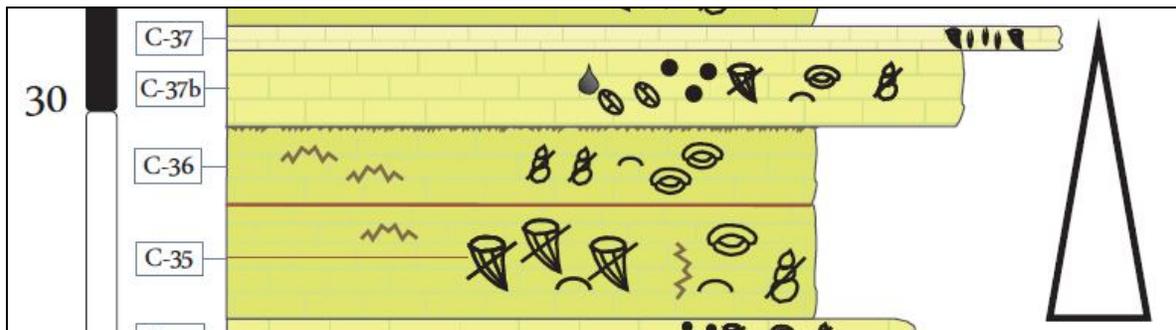


Fig. 4.19. Sección Estratigráfica 2: Ciclos estratigráficos de submarea. Note la estratificación gruesa de facies de submarea, culminando con facies delgadas de Boundstone de Chondrodonta y rudistas. Los triángulos representan los ciclos de somerización, la base corresponde con las facies más profundas.

4.6 PRINCIPALES RASGOS DIAGENÉTICOS EN LAS FACIES DE LA FORMACIÓN MORELOS

Las facies de la Formación Morelos en el Anticlinal Cuachi, presentan diferentes rasgos diagenéticos que sugieren una historia compleja. Estos procesos fueron

analizados en las mismas láminas delgadas utilizadas para el estudio de análisis de facies. La información diagenética se obtuvo únicamente en base al estudio petrográfico. Se mencionarán aquellos procesos más sobresalientes y comunes en estas facies.

4.6.1 Conceptos generales

La diagénesis comprende todos los procesos que afectan al sedimento después del depósito hasta un punto antes del metamorfismo en condiciones de elevadas temperaturas y presiones (Tucker y Wright, 1990). Estos procesos se presentan tanto tempranamente (eodiagénesis), inmediatamente después del depósito durante el sepultamiento de la roca (mesodiagénesis), así como tardíamente, durante su exposición al ambiente vadoso (telodiagénesis). Los procesos diagenéticos de acuerdo a Fuchtbauer (1974), y Folk (1974) se clasifican en destructivos y constructivos. En la tabla 4.5 se resumen algunas características de estos procesos.

4.6.2. Principales rasgos diagenéticos durante la eodiagénesis

Los principales rasgos diagenéticos en esta etapa es el desarrollo de cementos primarios, principalmente en facies soportadas por granos. En ellas se presenta un cemento de calcita isopaca alrededor de los granos sedimentarios (Fig. 4.20A y 4.20B), indicando condiciones marinas. La bioturbación se presenta regularmente en las Facies 7: Wackestone - packstone de bioclastos, intraclastos y peloides y Facies 10: Packstone - grainstone de bioclastos y peloides/pellets. La micritización también es frecuente, principalmente en la Facies 6: Grainstone de intraclastos, bioclastos y peloides y en la Facies 10: Packstone - grainstone de bioclastos y peloides/pellets. En estas facies se observan fragmentos de rudistas perforados, por actividad microbiana (algas endolíticas, bacterias y hongos), esta porosidad intrapartícula posteriormente fue obstruida por micrita (Tucker y Wright, 1990) (Fig. 4.20C). También se presenta frecuentemente en los bordes de los fragmentos de rudistas estos crecimientos micríticos (Fig. 4.20D).

DIAGÉNESIS CONSTRUCTIVA	
ISOQUÍMICA	
Procesos diagenéticos que no alteran la composición química original	
Cementación	Temprana: Alrededor o entre los granos sedimentarios en forma de micrita o en forma acicular (fibroso, espadas, isopaco).
	Tardía: Se forma después de la consolidación del sedimento o compactación bloqueando porosidad primaria inter o intragranular y se presenta en forma granular o en bloques, en mosaico (ortoesparita), o por crecimientos sintaxiales.
Neomorfismo (Folk, 1965)	Recristalización: referido solo al cambio en el tamaño del cristal, sin cambio en la mineralogía. Pueden ser del tipo Coalesivo o agradante y Degradante.
	Inversión: Los procesos de reemplazamiento de un mineral por otro.
Compactación química	Disolución de granos meta-estables por presión litostática, generando superficies tridimensionales de disolución sobre planos menos resistentes a la presión y compactación (estilolitas y costuras de disolución).
Compactación mecánica o física	Produce una reducción en la porosidad y en el espesor de las capas sedimentarias. Incluyen deshidratación y deformación o reorientación de los granos.
ALOQUÍMICA	
Procesos diagenéticos que modifican la composición química original	
Minerales autigénicos	Crecen después del depósito. Incluye tanto minerales de reemplazo como cementantes. Los minerales de reemplazo se forman por una sobresaturación del agua intersticial o de la alteración de granos detríticos primarios (e.g Silicificación).
Dolomitización	El sedimento calcáreo se convierten parcial o totalmente a dolomita, por un reemplazamiento de CaCO ₃ por carbonato magnésico, a través de la acción de un fluido rico en el ion Mg ²⁺ .
Dedolomitización	Es el proceso en el que ocurre el reemplazamiento de dolomita por calcita o disolución y oclusión.
DIAGÉNESIS DESTRUCTIVA	
Degradación o fragmentación del carbonato.	
Actividad biológica	Actividad biológica en el caso de bioturbación o micritización por acción bacteriana.
Actividad mecánica	El rasgo característico es el fracturamiento
Disolución	Lixiviación de minerales inestables, originando porosidad secundaria.

Tabla 4.5. Clasificación de los procesos diagenéticos. Resumen de acuerdo a Fuchtbauer (1974), Millan (1974), Folk (1974) y Scholle (2003).

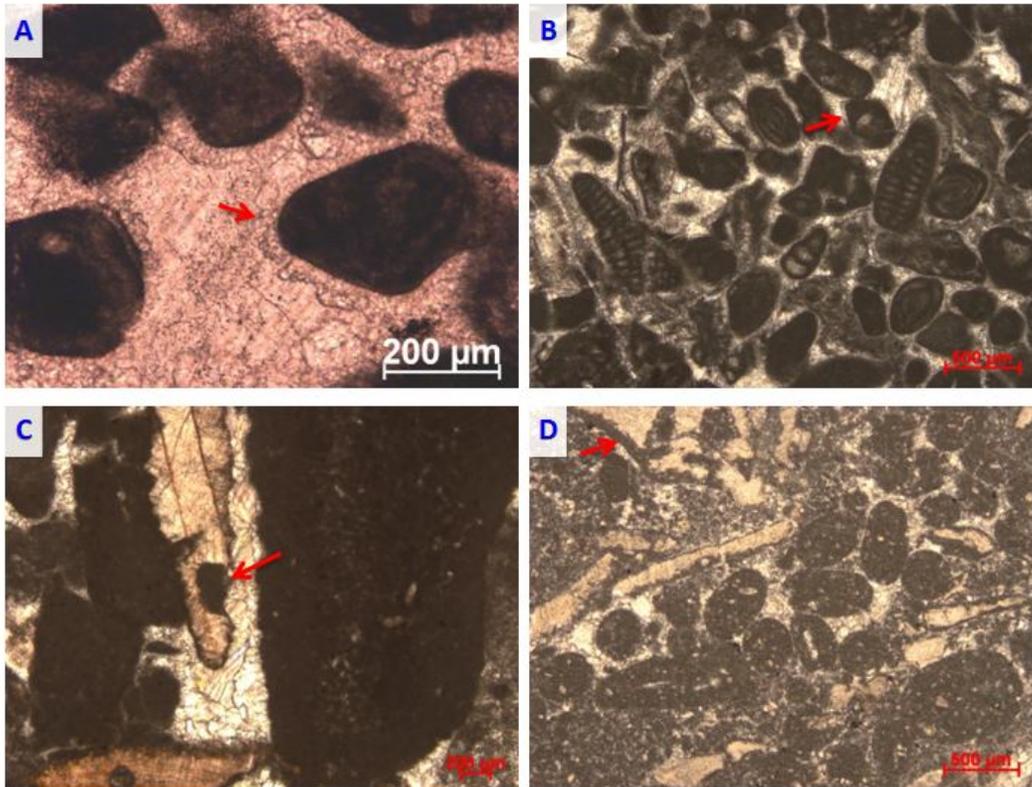


Fig. 4.20. Rasgos o procesos diagenéticos generales observados en la Formación Morelos. A) y B) Cemento de calcita isopaca cubriendo los granos carbonatados (flechas) posiblemente de origen marino somero. C) Fragmentos de rudistas micritizados por actividad de algas endolíticas (flechas), además se distingue fragmentación de algunos intraclastos debido a compactación física temprana. D) Granos esqueléticos fuertemente micritizados en los bordes (flechas) debido a microorganismos. Todas las fotomicrografías fueron tomadas con nicoles paralelos.

4.6.3. Principales rasgos diagenéticos durante la mesodiagénesis

Durante el sepultamiento somero se generaron rasgos diagenéticos evidentes en las rocas de la Formación Morelos. La compactación provocada por la continua depositación de sedimentos sobre los estratos débilmente consolidados originó fracturamiento en los componentes esqueléticos y no esqueléticos, debido a la carga litostática generada por los sedimentos depositados sobre la Formación Morelos (Fig. 4.20C). Estos rasgos de compactación mecánica se observan con

mayor abundancia en los fragmentos de rudistas (Fig. 4.21A). La disolución de la aragonita es común en los fragmentos de moluscos en ambientes profundos y en algunos casos, cuando el ambiente de sepultamiento es más profundo, también la capa calcítica se disuelve generando porosidades móldicas obliteradas con cementos secundarios (calcita en bloque) (Fig. 4.21B).

Durante esta etapa de sepultamiento profundo se inicia un proceso de compactación de tipo químico entre los granos (disolución por presión), produciendo suturas de disolución y estilolitas paralelas a la estratificación (Fig. 4.21C y 4.21D). También en estas condiciones se puede presentar reemplazamiento de algunos componentes carbonatados por sílice, en la figura 4.21E se observa un reemplazamiento incipiente por sílice, posiblemente proveniente de las tobas intercaladas entre las capas calcáreas. Durante la Orogenia Laramide se inició un proceso de plegamiento de la Plataforma Guerrero-Morelos, que generó otro proceso de disolución química, produciendo estilolitas verticales y oblicuas a la estratificación (perpendiculares a los esfuerzos compresivos), también se produjo un intenso fracturamiento en algunas facies (Ver capítulo V). Se identificó dolomitización incipiente, en general, en las facies ricas en lodo calcáreo. Los cristales de dolomita son subhedrales a euhedrales, la dolomita se presentan en forma dispersa (Fig. 4.21G). Durante el sepultamiento también se precipitó cuarzo autigénico con bordes euhedrales (Fig. 4.21H). Este cuarzo autigénico se presenta esporádicamente.

Se presenta posteriormente un proceso de neomorfismo de la roca, el neomorfismo es probablemente el rasgo diagenético más frecuente en las facies estudiadas en este trabajo en la Formación Morelos. Este proceso de recristalización es atribuido principalmente a la cercanía de la roca con cuerpos ígneos, Intrusivos Terciarios (Fig. 4.21F).

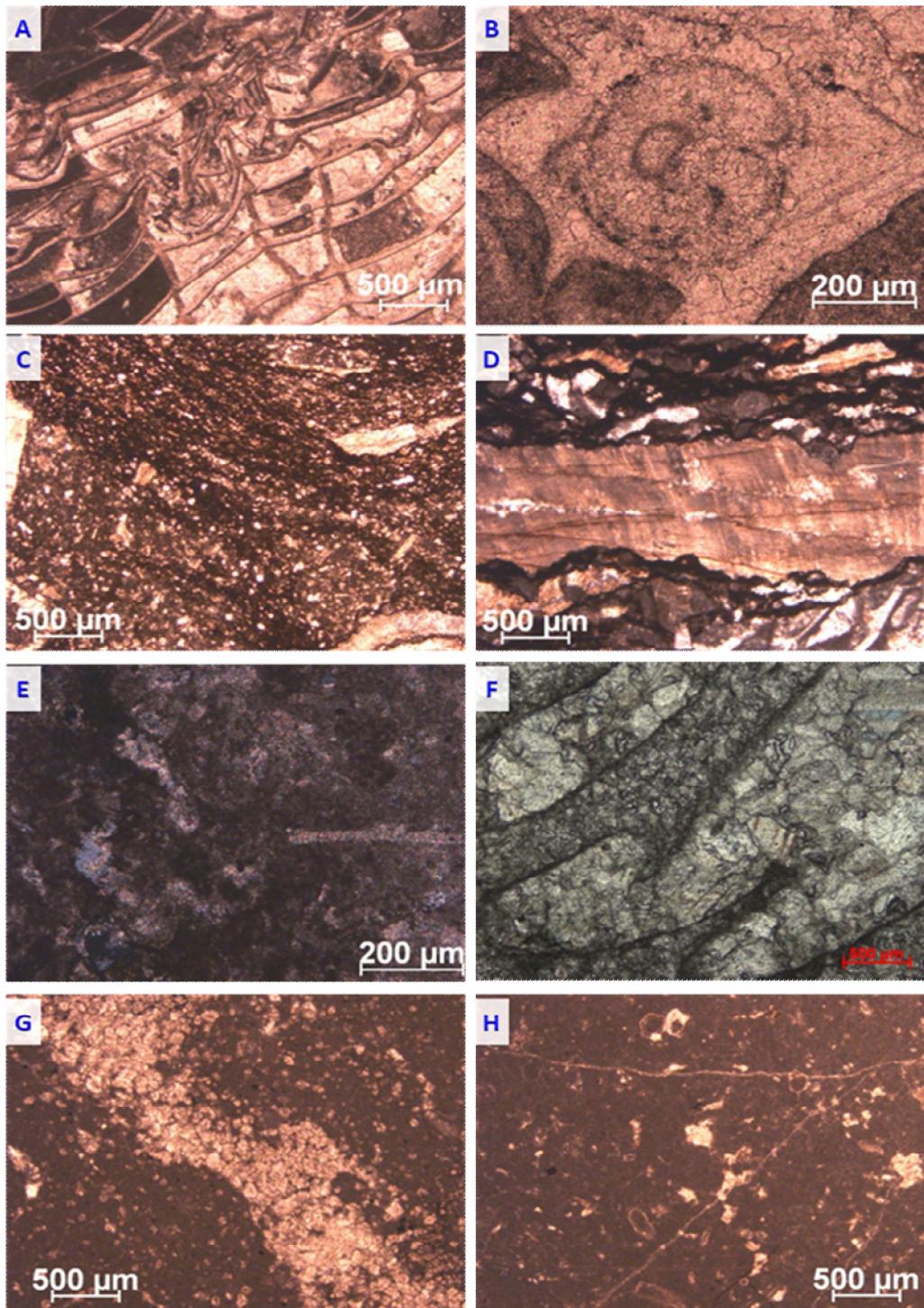


Fig. 4.21. Rasgos o procesos diagenéticos generales observados en la Formación Morelos. A) Compactación mecánica de rudistas. Note la porosidad primaria intraparticular obliterada con cemento de calcita en bloque o micrita. B) Observe el cemento isopaco alrededor de los granos, posiblemente calcita marina; sobresale cemento de calcita en bloque, la cual destruyó completamente la porosidad primaria de la roca. Además se

distingue un molde de gasterópodo resultante de la disolución del organismo y la subsecuente precipitación de cemento de calcita en bloque. C) Costuras de disolución. D) Abundantes estilolitas. E) Reemplazamiento no selectivo de sílice. F) Roca de contacto entre los estratos calcáreos y los cuerpos intrusivos de la zona de estudio. Note la recristalización intensa. G) Dolomitización incipiente. H) Minerales de cuarzo autigénico disperso. Todas las fotomicrografías fueron tomadas con nicoles paralelos y un objetivo de 2.5x, excepto E) objetivo de 10x, nicoles cruzados.

4.6.4. Principales rasgos diagenéticos durante la telodiagénes

Actualmente, la formación ha estado sujeta a procesos de disolución modernos debido al clima semi-húmedo de la región. Esto es evidente por la presencia de algunos rasgos kársticos entre los que se puede mencionar la formación de lápiaz y formación de pequeñas cavidades o dolinas en las rocas.

V. DISTRIBUCIÓN DE FRACTURAS TECTÓNICAS EN LAS FACIES DE LA FORMACIÓN MORELOS

5.1 INTRODUCCIÓN

Las fracturas son las estructuras geológicas más comunes en la corteza terrestre, se presentan en diferentes tipos de rocas y se producen en diferentes escenarios tectónicos; pueden encontrarse en un amplio rango de escalas, desde una sección delgada (milímetros o micras) hasta una carta geológica (metros o kilómetros). Estas estructuras pueden afectar profundamente la configuración de la superficie de la tierra, controlando la forma de las costas (Hobbs, 1904; Nilsen, 1973), sistemas de drenaje (Hobbs, 1905), etc. Así mismo, las fracturas pueden condicionar considerablemente en el flujo y almacenamiento de importantes recursos naturales como el agua (Sharp, 1993; Adler y Thovet, 1999), los hidrocarburos (Nelson, 2001) y depósitos de minerales hidrotermales (Sanderson et al., 1994).

Este estudio se basa en la medición sistemática de los atributos espaciales de las fracturas en los afloramientos. El propósito de este estudio es aplicar los atributos de las fracturas de las rocas carbonatadas de la Formación Morelos, para inferir el grado de fracturamiento en algunas de las facies descritas en el Capítulo IV.

En el estudio se registraron datos de la densidad de fracturas, definida como el número de fracturas presentes en una determinada longitud en pequeños afloramientos a lo largo de líneas de exploración (*scan line*), perpendiculares a los sistemas de fracturas principales. Las densidades se expresan en términos de fracturas por unidad de longitud. Dado que se presentan fracturas con diversas aperturas, se registró el rango de apertura de las fracturas por cada medida de densidad como lo propone Ortega et al., (2006). Por ejemplo, en un afloramiento,

dado una unidad de longitud, supongamos que hay 100 fracturas menores a 1 mm de apertura, 10 fracturas de 1 mm de apertura, pero sólo una fractura de ancho de 1 cm. Entonces, puede ser reportada como una fractura/unidad de longitud para las fracturas ≥ 1 cm de apertura, o 111 fracturas/unidad de área para las fracturas ≥ 1 micra de ancho.

5.2 OBJETIVO

Encontrar una correlación entre la densidad de fracturamiento y la textura y/o contenido de bioclastos en algunas facies descritas en el Capítulo IV.

5.3 MECANISMOS DE FRACTURAMIENTO

El término “fractura” ha sido definido de varias maneras: Ramsay y Huber (2002) y Lawn y Wilshaw (1975) definen a las fracturas como superficies de ruptura o discontinuidad mecánica a través de la cual el material pierde cohesión

Según Pollard y Segall (1987), existen tres características físicas básicas de las fracturas en las rocas: (1) tienen dos superficies que convergen en el frente de propagación de ruptura (Fig. 5.1); (2) estas superficies son generalmente planares (Fig. 5.1); y (3) el desplazamiento relativo entre los planos que definen la fractura es pequeño comparado con la longitud de la fractura. Pollard y Aydin, 1988 proponen tres modos de propagación del fracturamiento, Modo I, fracturas con desplazamiento entre sus planos (desplazamiento de apertura), Modo II, fracturas con un desplazamiento en la dirección del frente de propagación de la ruptura y Modo III, fracturas con un desplazamiento perpendicular al frente de propagación de la ruptura (cizalla) (Fig. 5.1).

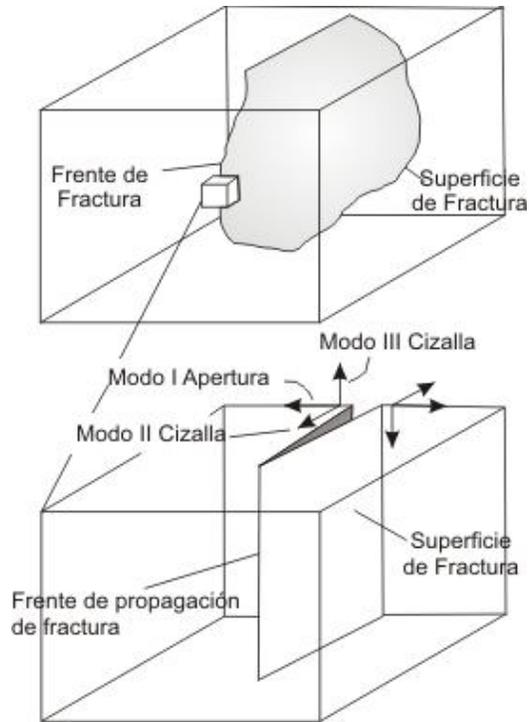


Figura 5.1 Idealización de una fractura en un macizo rocoso mostrando el Modo I (apertura o tensión), Modo II (desplazamiento en la dirección del frente de propagación de la ruptura) y Modo III (desplazamiento perpendicular al frente de propagación de la ruptura), (Pollard y Aydin, 1988).

Las fracturas de tensión son asociadas con el modo de apertura, Modo I, mientras que las fracturas de tipo cizalla al igual que las fallas con los Modos II y III (Pollard y Aydin, 1988).

5.3.1 Fracturas Tectónicas

Las fracturas tectónicas se producen por la aplicación de fuerzas superficiales, su origen puede ser asociado a un evento tectónico con base en la orientación, distribución y morfología de las fracturas (Nelson, 1985).

5.3.1.1 Sistemas de Fracturas asociadas al fallamiento

Las fracturas asociadas con fallas están relacionadas al propio estado de esfuerzo que causó el fallamiento, las relaciones entre estas las fallas y fracturas han sido mostradas y documentadas por Stearns y Friedman (1972).

Las fracturas en el entorno de una falla presentan tres direcciones preferenciales, las cuales corresponden a las direcciones posibles de fracturas experimentales (Fig. 5.2).

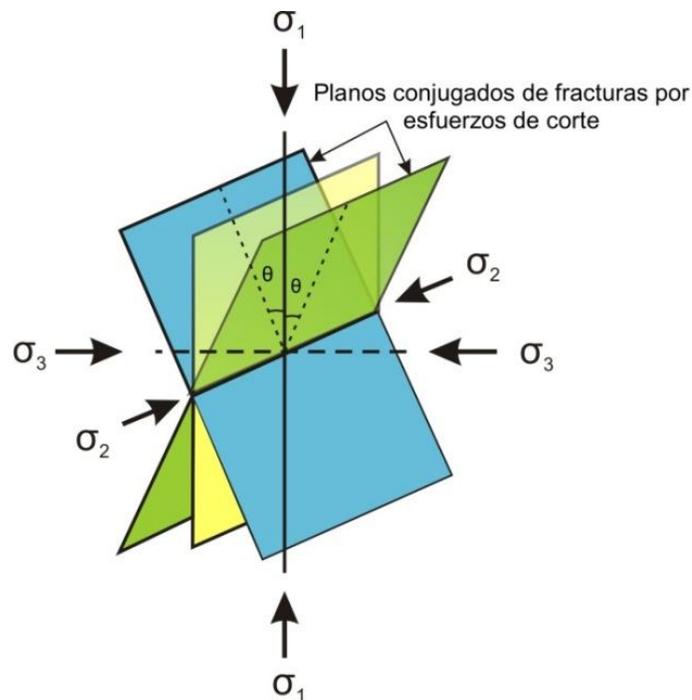


Figura 5.2 Planos posibles de fracturas desarrollados en pruebas de compresión en laboratorio. Fracturas de cizalla (planos verde y azul) y fracturas de tensión (plano amarillo). Tomado de Nelson (1985).

- Paralela a la falla. La mayoría de las fracturas asociadas a las cercanías de las fallas y con disposición paralela a las mismas, son llamadas fracturas de tipo cizalla (Modos II y III) (ver Figura 5.3).

- Oblicuas al plano de falla principal se ubican las fracturas de tipo cizalla conjugadas que la cortan con ángulo agudo (2θ) y que son el complemento cinemático de la misma (ver Figura 5.3).
- Oblicuas tanto a la falla como a las fracturas de tipo cizalla, se alinean las fracturas de tensión (Modo I), bisecando en ángulo agudo (θ) los dos sistemas conjugados de fracturas de tipo cizalla (ver Figura 5.3).

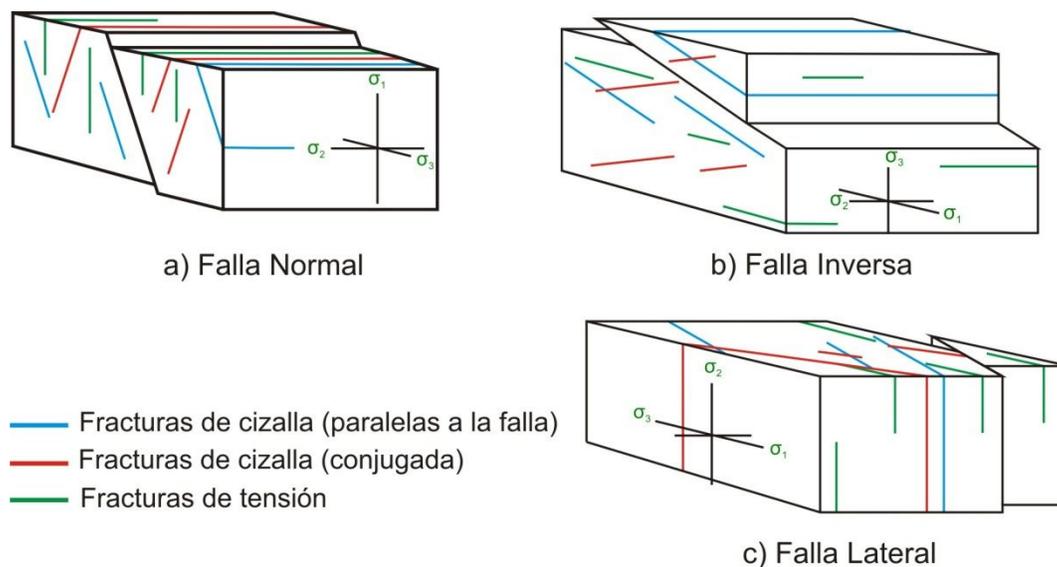


Figura 5.3 Esquema que muestra las fracturas asociadas a un fallamiento: a) normal, b) inverso y de c) desplazamiento lateral. Sistema conjugado de fracturas (líneas azul y roja), fracturas de tensión (líneas verdes) bisecando en ángulo agudo los sistemas de fracturas conjugados. Modificado de Nelson (1985).

Según Nelson (1985), de las relaciones entre el fallamiento y el fracturamiento, es posible determinar la dirección de los esfuerzos principales o cargas en el tiempo de la deformación. Asimismo, si se conoce la orientación del plano de falla y sus fracturas asociadas, puede determinarse el sentido de movimiento de la falla. Las relaciones entre las fracturas y las fallas se dan a cualquier escala. Friedman (1969) predijo la orientación e inclinación de una falla cercana, con base en el

análisis de la orientación de las fracturas microscópicas en muestras de núcleo orientado.

Nelson (1985) propone que la densidad del fracturamiento asociado con fallas depende de:

- La litología
- La distancia al plano de falla
- La cantidad de desplazamiento a lo largo de la falla
- La deformación total dentro de la roca
- La profundidad de sepultamiento a la que ocurrió el fallamiento
- La naturaleza de la falla

5.2.1.2 Sistemas de Fracturas asociadas al plegamiento

Durante el desarrollo de un pliegue, la historia de esfuerzos y la deformación en el interior de las rocas es muy compleja, de ahí las fracturas presentan una gran diversidad de patrones. Stearns (1964, 1968a, 1968b) proponen una descripción sobre la geometría de las fracturas asociadas a pliegues (Tabla 5.1 y Fig. 5.4).

Aun cuando todos los tipos de fracturas son importantes para el entendimiento de los procesos de plegamiento, las fracturas más frecuentes y que tienen un número significativo de fracturas para ser considerados son los del Tipo I y II y en menor proporción el Tipo III. Los tres tipos de arreglos presentan un sistema de fracturas de tipo cizalla conjugada y otro sistema de fracturas de tensión.

En el arreglo Tipo I, las fracturas de tensión son paralelas al plano geométrico ac, mientras que las fracturas de cizalla están contenidas en el plano geométrico ab (Fig. 5.4). Este tipo de arreglo muestra un acortamiento en la dirección del buzamiento de las capas y un alargamiento en la dirección del rumbo de las

capas. En este caso no se tiene acortamiento o alargamiento en el sentido normal a la estratificación.

Tipo	σ_1	σ_2	σ_3
I	Paralelo a la dirección del echado.	Perpendicular a la estratificación.	Paralelo a la estratificación.
	Paralelo a la estratificación.		
II	Perpendicular a la dirección del echado.	Perpendicular a la estratificación.	Paralelo a la estratificación.
	Paralelo a la estratificación.		
III	Perpendicular a la estratificación (a).	Paralelo al rumbo de la estratificación.	Paralelo a la dirección del echado.
	Paralelo a la dirección del echado (b).	Paralelo al rumbo de la estratificación.	Perpendicular a la estratificación.
IV	Paralelo a la estratificación.	Paralelo al rumbo de la estratificación.	Perpendicular a la estratificación.
V	En un ángulo al plano de estratificación (ángulo diedral).	Paralelo al rumbo de la estratificación.	En un ángulo al plano de estratificación (90°-ángulo diedral).

Tabla 5.1 Arreglo de las fracturas asociadas a pliegues, con base en los ejes de esfuerzos principales.

Las fracturas de tensión en el arreglo Tipo II, son paralelas al plano geométrico bc, mientras que las fracturas de cizalla están contenidas en el plano geométrico ab (Fig. 5.4). La geometría de este segundo patrón presenta un alargamiento paralelo al buzamiento de las capas, acortamiento paralelo con el rumbo de la capa y ningún cambio en la normal a la estratificación.

En el arreglo Tipo III (a), las fracturas de cizalla están contenidas en el plano geométrico ac, mientras que las fracturas de tensión son paralelas a bc (Fig. 5.4). La geometría del patrón muestra un alargamiento paralelo con el buzamiento de las capas y acortamiento perpendicular al buzamiento de las capas. Las fracturas de tensión del Tipo III (b) son paralelas al plano geométrico ab, mientras que las fracturas de cizalla están contenidas en ac (Fig. 5.4). El alargamiento y acortamiento que presenta este arreglo son paralelo a la estratificación y en dirección de la estratificación respectivamente.

Las fracturas de cizalla (Tipo I, II y III) rara vez muestran desplazamientos importantes (decimétricos). Sin embargo son señaladas como de tipo de cizalla o de tensión considerando las descripciones mencionadas anteriormente.

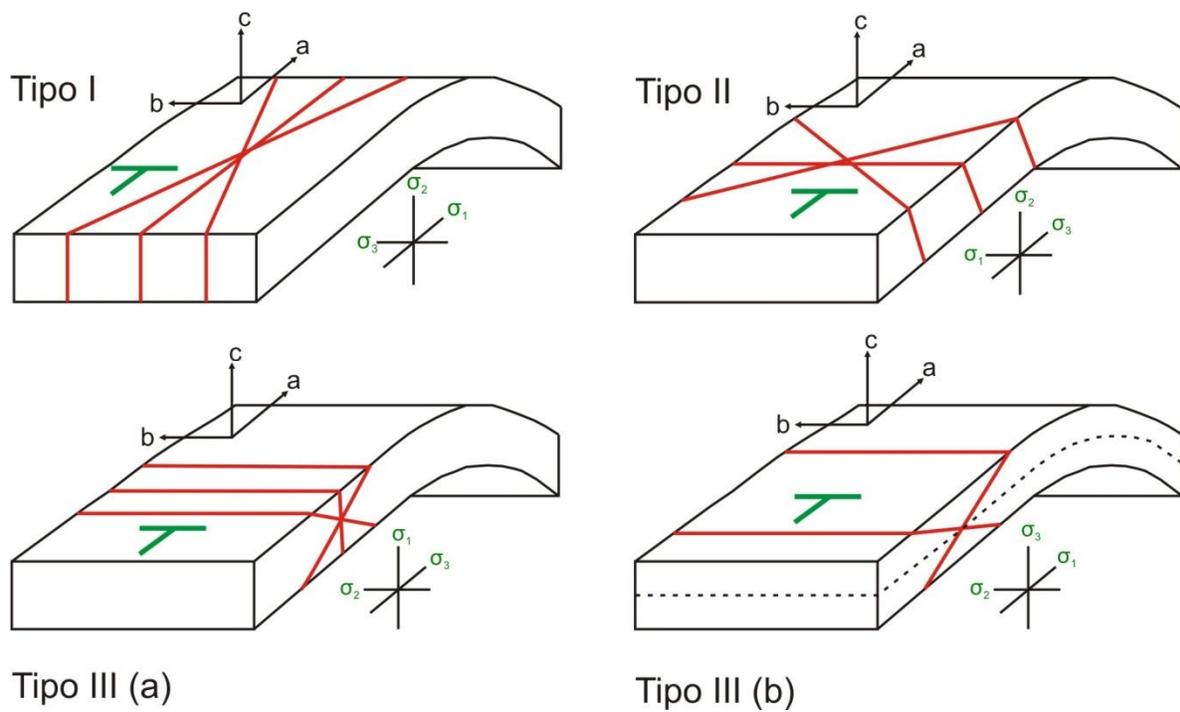


Figura 5.4 Clasificación de los sistemas de fracturas relacionadas con la formación de pliegues. Modificado de Stearns (1968b). Plano geométrico ab paralelo a la estratificación; plano geométrico ac normal a la estratificación y paralelo a la dirección de la máxima pendiente, y plano geométrico bc normal a la estratificación y paralelo a la línea de rumbo.

5.4 ARREGLO ESPACIAL DE FRACTURAS

La forma en que las fracturas de una misma familia o set (misma orientación e inclinación), se disponen una respecto a la otra en el espacio se define como arreglo espacial de las fracturas. El espaciamiento entre las fracturas es la distancia entre dos fracturas adyacentes de un mismo sistema de fracturas y medido a lo largo de una línea recta (*scan line*) que se traza de manera perpendicular a la orientación del sistema principal de las fracturas (Fig. 5.5) (Priest y Hudson, 1976; Gross et al., 1995).

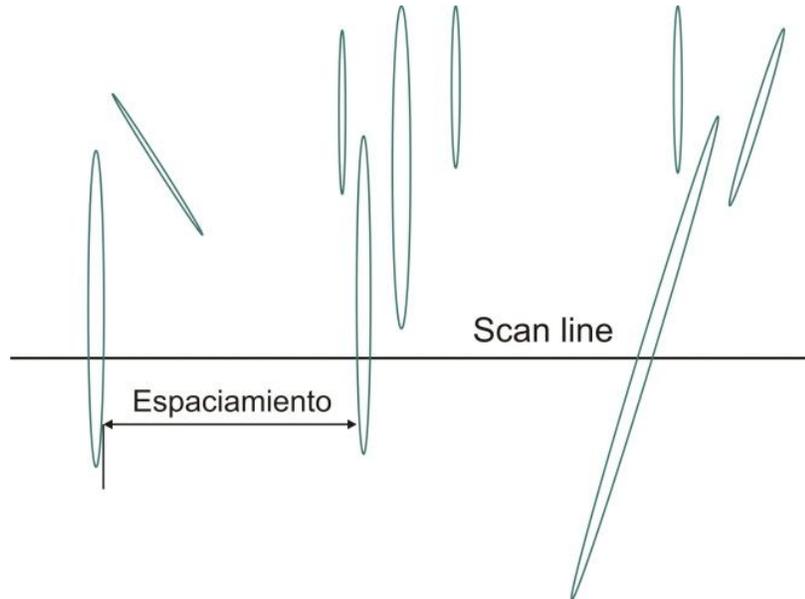


Figura 5.5 Representación esquemática del espaciamiento de fracturas y aperturas cinemáticas.

5.5 DENSIDAD DE FRACTURAS

En la literatura, se utilizan los términos de densidad de fracturas, intensidad de fracturas, espaciamento promedio de fracturas y frecuencia de fracturamiento, para describir la abundancia espacial de las fracturas.

La densidad de fracturamiento, puede obtenerse mediante: a) la relación entre el número de fracturas y la longitud de observación, b) la suma de longitudes de fracturas y el área de análisis, y c) la suma de la superficie fracturada y el volumen de estudio (Mauldon et al., 2001).

En este trabajo la densidad de fracturas (F) será determinada por la relación entre el número de fracturas (N) y la longitud total (L) del *scan line*:

$$F = \frac{N}{L}$$

Existen diversos ejemplos de cómo obtener la densidad de fracturamiento en afloramiento (Corbett et al., 1987; Huang y Angelier, 1989; Narr y Suppe, 1991; Gross, 1993). Sin embargo, los datos usados para inferir las relaciones entre el espesor y/o facies y la intensidad de fracturamiento y/o promedio de espaciamento, no precisan la apertura de la fractura considerada para tal determinación. Estos autores suponen que todas las fracturas son de la misma dimensión, no obstante, las fracturas comúnmente muestran una amplia gama de dimensiones.

Al tomar en cuenta la apertura de las fracturas, en el estudio de su arreglo espacial, es posible inferir el posicionamiento preferencial de las fracturas de un tamaño específico en una región específica.

Gomez y Marret, (2005) y Ortega et al. (2006), utilizan una distribución de frecuencia acumulada, tomando en cuenta el atributo de interés (apertura,

longitud) de la fractura, para poder hacer una estimación de la abundancia de fracturas.

El espaciamiento entre las fracturas a lo largo de un *scan line* ha sido medido en diversas litologías tales como granitos (Rouleau y Gale, 1985), cuarcitas (Simpson, 2000), cretas (Priest y Hudson, 1976; Gale, 2002), pedernal (Narr y Suppe, 1991; Gross, 1993), calizas (Huang y Angelier, 1989; Rives et al., 1992; Gillespie et al., 2001), dolomías (Gross y Engelder, 1995; Gomez, 2004), y areniscas (Priest y Hudson, 1976; Huang y Angelier, 1989; Gillespie et al., 1993), obteniéndose diferentes funciones algebraicas para las distribuciones que describen la frecuencia relativa de las fracturas.

5.6 METODOLOGÍA

Para estudiar las fracturas que afectan las facies de la Formación Morelos (Cap. IV) se colectaron datos estructurales en 12 estratos de diferente espesor, cubriendo 5 de las 10 facies identificadas y descritas en el capítulo IV. Para obtener datos confiables se seleccionaron las superficies que presentaran menor meteorización y en donde fuera posible observar los atributos más importantes de las diferentes familias de fracturas. Estos atributos (apertura y espaciamiento) se midieron a lo largo de un *scan line* (Fig. 5.5).

5.6.1 Espesor de los estratos

El espesor de los estratos se definió a partir de condiciones texturales, donde los estratos son caracterizados por una textura homogénea. El límite textural se delimitó en afloramientos con lupa y en gabinete con lámina delgada. También fueron observados los límites estilolíticos y estratigráficos (Fig. 5.6), debido a que

estos pueden modificar la propagación de las fracturas (Eyssautier-Chuine et al., 2002).

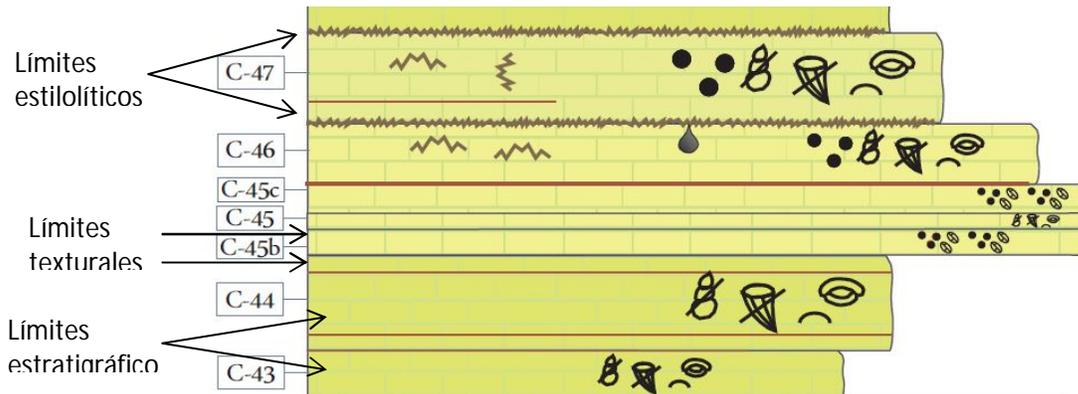


Figura 5.6 Porción de la columna estratigráfica que muestra los diferentes tipos de límites de estratos que pueden modificar la propagación y distribución de las fracturas.

5.6.2 Atributos de las fracturas

La primera medición que se registró fue la distancia entre el origen del *scan line* y el plano más cercano de la primera fractura a lo largo del *scan line*. Posteriormente, se midió la distancia entre los dos planos (la apertura cinemática) de la fractura. Finalmente, se midió la distancia entre las paredes de la primera y la segunda fractura (espaciamiento). Estos dos últimos pasos se repitieron a lo largo de toda la longitud del *scan line* para cada fractura (Fig. 5.7).

Las fracturas se consideraron como rasgos planares; así se caracterizaron mediante la orientación y buzamiento, datos que fueron utilizados para correcciones posteriores de espaciamientos y aperturas de las fracturas, del plano de fractura de cada uno de los sistemas atravesados por el *scan line*. De igual manera se midió el buzamiento del plano que tuviera la misma orientación que el

scan line y que fuera aproximadamente perpendicular a la superficie, además de la longitud total del *scan line* (Anexo 2a).

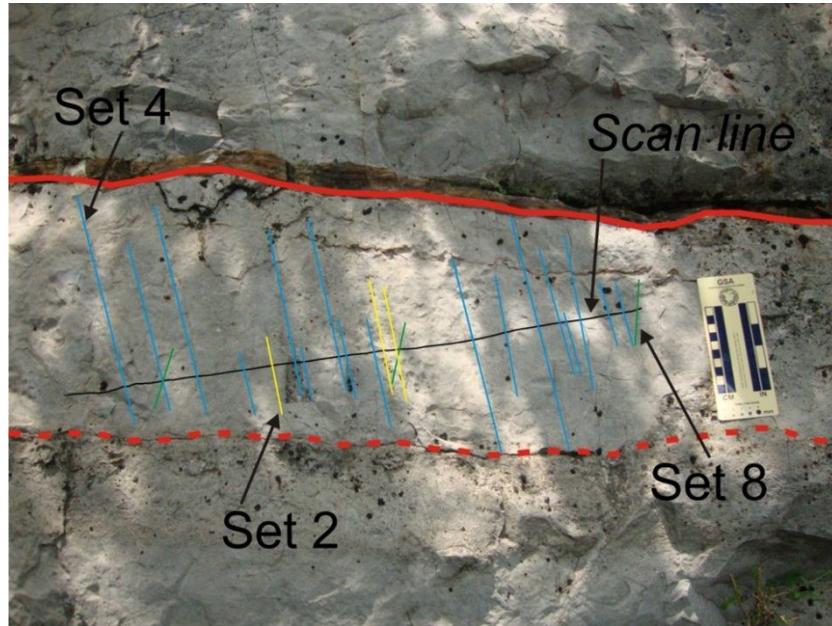


Figura 5.7 *Scan line* para la colección de los datos de apertura y espaciamento de cada una de las fracturas en el estrato 8. La facies en este sitio es Grainstone de intraclastos y bioclastos. La línea discontinua corresponde al límite textural y la línea continua al límite estratigráfico del estrato. *Scan line* (línea negra) se trazó aproximadamente perpendicular a la familia principal de fracturas (líneas azules).

Marrett et al. (1999) definen la apertura de la fractura (apertura cinemática), como la distancia perpendicular entre los planos de la fractura. La medición de este atributo se realizó en aquellas fracturas que se encontraban rellenas por calcita. La apertura de las fracturas se estimó con base en una regla comparativa que contiene líneas incrementales que inician con 0.05 mm hasta 5 mm de ancho (Fig. 5.8). Para los casos donde las fracturas presentaran aperturas mayores a 5 mm, el valor se obtuvo con una regla milimétrica o una cinta métrica.

Las magnitudes consideradas facilitan la graficación de los datos en una escala logarítmica. Adicionalmente, esto permite que los valores de las aperturas estén

espaciados uniformemente. Para el análisis e interpretación de estos datos, se graficaran en escalas log-log (Ortega et al., 2006).

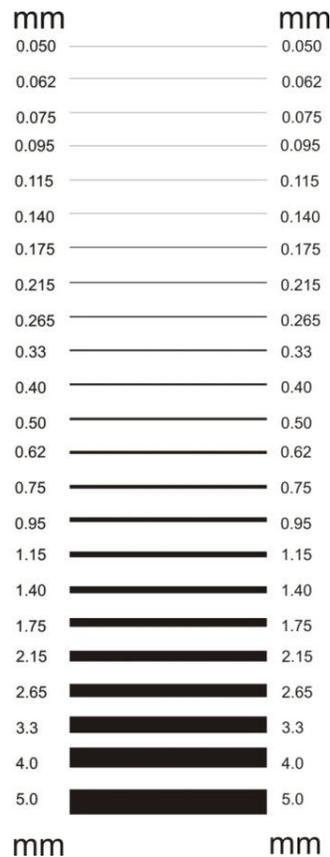


Figura 5.8 Regla comparativa que se utilizó para medir las aperturas de las fracturas. Escala tomada de Ortega et al. (2006).

Para estimar la densidad de fracturas, tomando en cuenta la apertura de la fractura, se usó una distribución de frecuencia acumulativa-apertura de fractura. Esto nos permite hacer una comparación entre los datos obtenidos en distintos lugares y/o diferentes niveles de observación (Ortega et al., 2006). Las fracturas con longitudes inferiores al espesor del estrato donde se trazó el *scan line*, o no

tenían una continuidad a lo largo del estrato, no fueron contempladas en el análisis (p.e, Laubach y Tremain, 1991; Laubach et al., 1998).

5.6.3 Corrección de datos

Las magnitudes obtenidas a lo largo de una *scan line* se corrigieron para obtener los valores reales. Las distancias medidas fueron corregidas dos veces, mientras que la apertura solo tuvo una corrección (Anexo 2b).

La primera corrección se aplicó a las distancias aparentes (d), mediciones en campo sobre el *scan line*. Solo se tomaron en cuenta las orientaciones de cada una de las familias de fracturas con respecto a la orientación de la *scan line*, esto para obtener el valor angular entre la orientación de la familia de fracturas y de la *scan line*, y con la ayuda de funciones trigonométricas (ecuación 1), obtener las distancias perpendiculares (d_1) en el plano de la superficie (Fig. 5.9).

$$d_1 = d * \cos \alpha \dots\dots\dots(1)$$

Una vez calculadas las distancias d_1 se aplicó una segunda corrección, con base en el valor angular, obtenido en proyecciones estereográficas apoyado de stereonet®, entre el plano de la superficie (perpendicular al plano del *scan line*) y el plano de la fractura (Fig. 5.10), obteniéndose el valor real del espaciamiento d_r (ecuación 2).

$$d_r = d_1 * \sin \beta \dots\dots\dots(2)$$

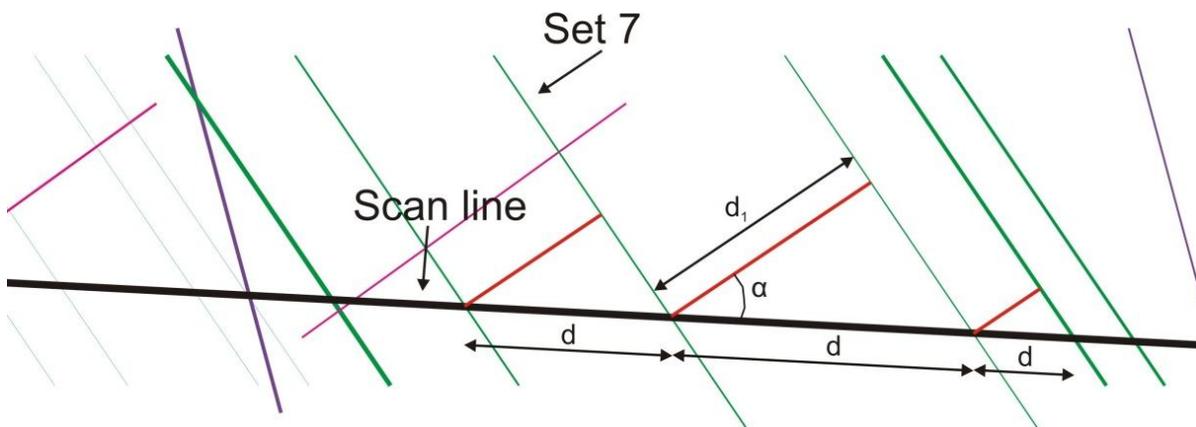


Figura 5.9 Esquema que muestra el método gráfico para obtener el valor de la distancia d_1 a partir de los espaciamientos medidos en campo. Donde α es el ángulo entre la orientación del *scan line* y el plano de fractura. *Scan line* 1.

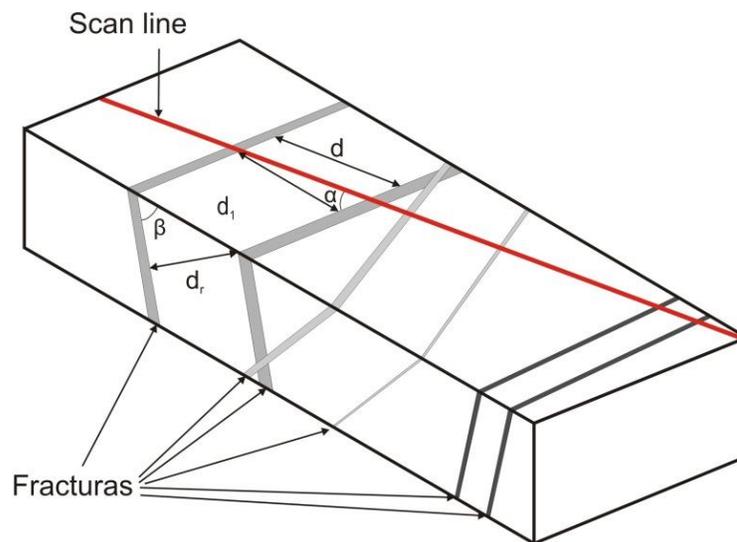


Figura 5.10 Esquema que muestra la orientación de las fracturas a lo largo del *scan line*, para obtener la distancia real (d_r) entre cada una de las fracturas de una misma familia. Donde α es el ángulo entre la orientación del *scan line* y la orientación del plano de fractura y β es el ángulo entre el plano de la superficie y el plano de fractura.

De manera análoga a la distancia d_1 , se corrigió el valor de apertura (a) colectada en campo (ecuación 3).

$$a_{\text{real}} = a \cdot \sin \beta \dots \dots \dots (3)$$

a = apertura colectada en campo

β = ángulo entre el plano de la superficie y el plano de fractura

5.6.4 Distribución de frecuencia de fracturas

Para estimar la distribución de la frecuencia acumulativa-apertura de fractura, de los datos reales de cada uno de los sistemas del *scan line*, se siguieron los siguientes pasos propuestos por Ortega et al. (2006):

- Se ordenaron las mediciones de apertura, de mayor a menor.
- Cada apertura se numeró, de tal forma que el valor mayor de apertura fue el número 1 y así sucesivamente hasta el valor más pequeño de apertura (generando una lista de números acumulativos).
- De la lista se eliminaron aquellas fracturas que tenían el mismo valor de apertura, a excepción de la que poseía el mayor número acumulativo.
- Los números acumulativos fueron normalizados con la longitud del *scan line*. Generando un estimado de la densidad de fracturamiento acumulada (número de fracturas de una cierta apertura por unidad de longitud del *scan line*). Este parámetro puede ser utilizado para comparar densidades de fracturamiento en diferentes estratos y/o escalas de observación.
- Se graficó la densidad de fracturamiento acumulada vs apertura de fractura, para tener una representación más detallada de la distribución de fracturas. Varias distribuciones pueden ser ajustadas adecuadamente usando leyes

matemáticas. Obteniéndose un modelo lineal dado por la Ley de potencia en una gráfica log-log o un modelo exponencial en una gráfica log-lineal.

- Los parámetros del modelo fueron obtenidos para cada sistema, de la distribución de frecuencia observada.

En estadística, una distribución de frecuencias es un inventario de los valores que toma una variable en una muestra (Salkind, 2004). Las distribuciones de frecuencia de los atributos de fractura, se puede comparar con un modelo predeterminado que tiene una expresión algebraica conocida y que describe la frecuencia relativa de cada valor en la muestra estadística. Este tipo de modelo (comúnmente conocido como modelo de probabilidad o distribución de probabilidad) representa la estructura esencial de una distribución de frecuencias, como si un número infinito de mediciones de fractura fueran obtenidas con una precisión infinita.

La calidad de ajuste de una distribución de probabilidad, a los datos de espaciamiento de un sistema de fracturas en particular, es expresada usando los coeficientes R^2 o X^2 . Por lo general, la distribución de probabilidad con un coeficiente R^2 mayor o un X^2 menor, será la distribución que será asignada al conjunto de datos. Los modelos de probabilidad más común para el espaciamiento entre las fracturas naturales en las rocas son: log-normal, exponencial negativo, logarítmico exponencial, normal y ley de potencias.

5.7 RESULTADOS

Para este trabajo se midieron 390 fracturas en total, de acuerdo a la longitud y calidad de los afloramientos se registraron entre 22 y 65 fracturas por estrato. Se representaron los planos de fracturas de cada estrato, en stereonet®, pudiéndose identificar 8 sistemas de fracturas, con base en las orientaciones preferenciales de

los planos de las fracturas. Se consideraron siete sistemas conjugados, tomando en cuenta aquellos sistemas que tuvieran aproximadamente las mismas orientaciones y el mismo valor de buzamiento, pero con un sentido opuesto (Fig. 5.11).

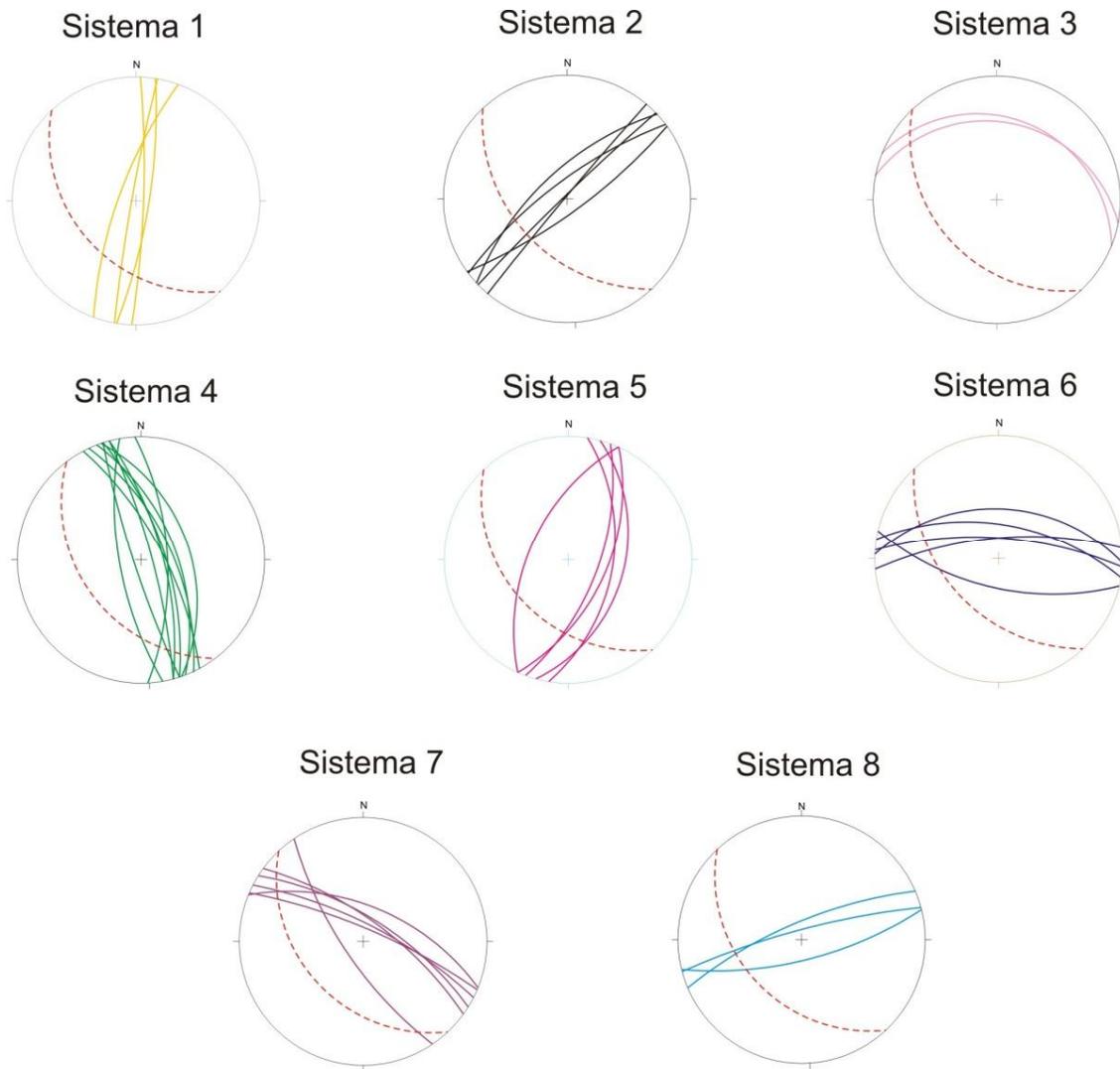
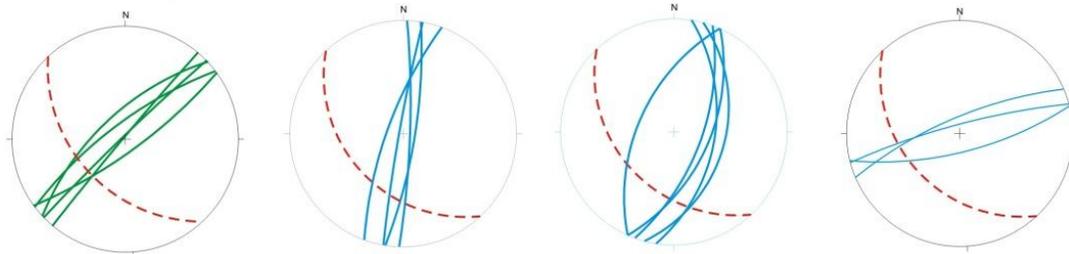


Figura 5.11 Representación estereográfica de los sistemas de fracturas medidos en los 12 *scan lines*. Las trazas ciclográficas discontinuas representan los planos de estratificación y las trazas ciclográficas continuas los planos de fracturamiento.

Las fracturas medidas fueron consideradas como fracturas Modo I, debido a que ninguna de ellas mostraba un desplazamiento aparente significativo en la dirección del frente de propagación de la ruptura o perpendicularmente a este (Pollard y Aydin, 1988). Sin embargo, algunas de estas fracturas pudieron ser consideradas como fracturas de cizalla (Modo II y III) solo por su geometría de conjunto.

Se observó que las fracturas estaban asociadas a la formación de un pliegue, teniendo principalmente planos de fracturamiento Tipo I y Tipo II (Fig. 5.12) (Stearns, 1968b), sin embargo regionalmente también se pueden relacionar con la falla lateral de Papalutla (Silva-Romo, 2008).

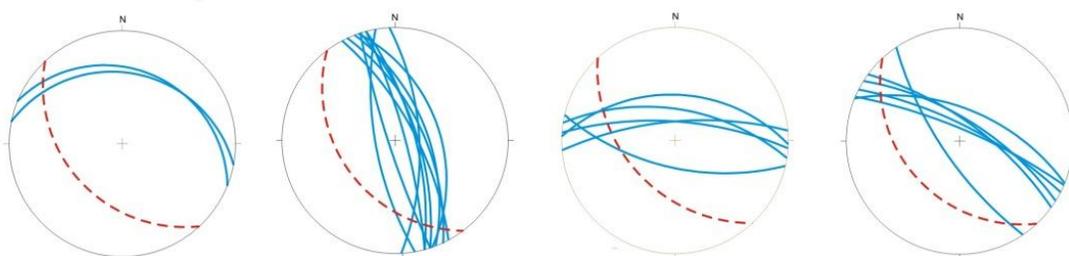
Fracturas Tipo I



Fracturas de tensión

Fracturas de cizalla (Sistemas 1, 5, 8)

Fracturas Tipo II



Fracturas de cizalla (Sistemas 3, 4, 6 y 7)

Figura 5.12 Representación estereográfica de los arreglos de fracturas (Tipo I y Tipo II). Las trazas ciclográficas discontinuas representan los planos de estratificación y las trazas ciclográficas continuas los planos de fracturamiento.

De manera general se obtuvo la densidad de fracturas, sumando las densidades de todos los sistemas en cada una de las siguientes facies analizadas (Tabla 2):

Boundstone de Toucasias

La facies Boundstone de Toucasias, caracterizada por tener una estratificación gruesa, presentaba una recristalización moderada. El *scan line* (SL-1) atravesó cuatro sistemas de fracturas, obteniéndose una densidad de 54 fracturas/metro.

Grainstone de intraclastos, bioclastos y peloides

La facies Grainstone de intraclastos, bioclastos y peloides, definida por tener una estratificación delgada a masiva, entre 20 y 140 cm de espesor, presentaba una recristalización de escasa a moderada. Se midieron tres *scan lines* (SL-3, SL-5 y SL-8), determinando una densidad de 23 fracturas/metro, 57.5 fracturas/metro y 45 fracturas/metro, respectivamente.

Mudstone-Wackestone de bioclastos

La facies Mudstone-Wackestone de bioclastos, se caracterizó por tener una estratificación delgada a masiva, entre 30 y 110 cm de espesor, presentando una recristalización de escasa a moderada. En ella se midió un *scan line* (SL-7), obteniéndose una densidad de 53 fracturas/metro.

Wackestone-Packstone de bioclastos y peloides

Esta facies, caracterizada por tener una estratificación delgada, entre 20 y 40 cm de espesor, mostraba una recristalización de intensa a moderada. En ella se midieron cuatro *scan lines* (SL-4, SL-6, SL-10 y SL-11), obteniéndose una densidad de 25 fracturas/metro, 74 fracturas/metro, 35 fracturas/metro y 34.5 fracturas/metro respectivamente.

Packstone-Grainstone de bioclastos y peloides/pellets

La facies Packstone-Grainstone de bioclastos y peloides/pellets, definida por tener una estratificación mediana a masiva, entre 60 y 110 cm de espesor, presentaba una recristalización de escasa a moderada. Se midieron cuatro *scan lines* (SL-2, SL-9 y SL-12), determinándose una densidad de 52 fracturas/metro, 35 fracturas/metro y 37.5 fracturas/metro, respectivamente.

Scan line	Facies	Familias de fracturas	Longitud del scan line	Espesor del estrato	Intensidad (fracturas/m)	Rasgos Diagenéticos
		(PD)	(cm)	(cm)		(Recristalización)
1	Boundstone de touaceas(Packstone a Grainstone de peloides)	1 N 006°, 81°	91.9	80	54	Moderada
		2 N 054°, 77°				
		4 N 342°, 65°				
		7 N 298°, 70°				
2	Grainstone de peloides	1C N 195°, 80°	53.1	50	52	Escasa-Moderada
		6 N 103°, 63°				
		5 N 017°, 52°				
3	Packstone- grainstone de intraclastos y peloides	2C N 227°, 79°	102.3	20	23	Moderada-Escasa
		4 N 342°, 65°				
		5 N 017°, 52°				
		7C N 139°, 67°				
		8 N 076°, 71°				
4	Packstone- de Peloides y bioclastos	1C N 195°, 80°	109	30	25	Intensa-Moderada
		4C N 166°, 77°				
		6C...N 273°, 62°				
		7C N 139°, 67°				
5	Grainstone de peloides, intraclastos y bioclastos	7C N 139°, 67°	40	80	57.5	Escasa-Moderada
6	Wackestone-packstone de bioclastos y peloides	4 N 342°, 65°	87	30	74	Moderada-Intensa
		5C N 204°, 55°				
7	Mudstone - wackestone de bioclastos	4 N 342°, 65°	66	50	53	Escasa-Moderada
		5 N 017°, 52°				
		6C N 273°, 62°				
		8C N 251°, 76°				
8	Grainstone de pellets e intraclastos	2C N 227°, 79°	63.7	20	45	Escasa-Moderada
		4 N 342°, 65°				
		5 N 017°, 52°				
		7 N 298°, 70°				
		8C N 251°, 76°				
9	Packstone-grainstone de peloides y bioclastos	4 N 342°, 65°	78	60	41	Escasa-Moderada
		6C N 273°, 62°				
10	Packstone de peloides	2C N 227°, 79°	62	27	35	Escasa-Moderada
		4 N 342°, 65°				
11	Packstone de bioclastos	2C N 227°, 79°	69.5	90	34.5	Moderada-Intensa
		3 N 287°, 25°				
		4C N 166°, 77°				
12	Packstone-grainstone de pellets	3 N 287°, 25°	80	40	37.5	Escasa-Moderada
		4 N 342°, 65°				
		6C N 273°, 62°				
		7C N 139°, 67°				

Tabla 2. Distribución de la densidad de fracturas en algunas de las facies determinadas en el capítulo IV.

5.7.1 Influencia del espesor de los estratos en la densidad de fracturas

La densidad de fracturas fue basada en todos los sistemas que fueron medidos en cada uno de los estratos. El espesor de los estratos y la densidad de fracturas fueron graficados con el fin de verificar la relación que tiene el espesor en el fracturamiento (Fig. 5.13)

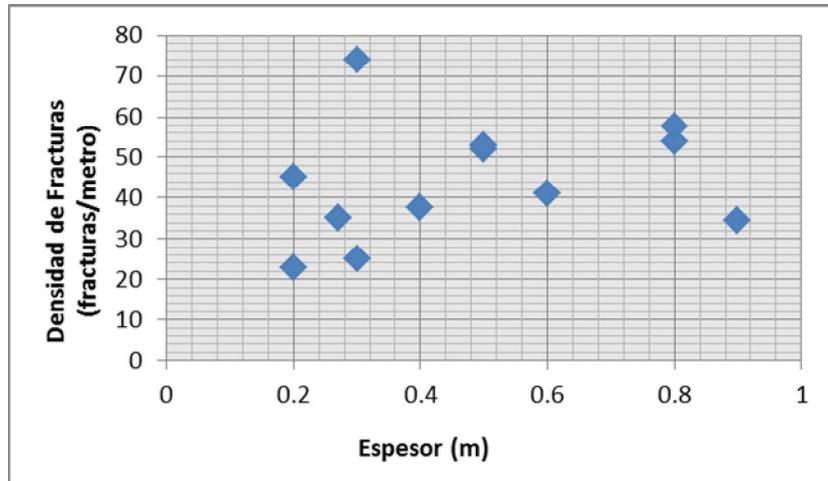


Figura 5.13 Relación entre el espesor de los estratos y la densidad de fracturas.

Los datos muestran un leve aumento de la densidad con el aumento del espesor, pero esta relación no es muy clara. Se conocen muchos casos donde el espaciamiento de las fracturas en rocas sedimentarias diverge en gran medida del espesor del estrato (Wennberg et al., 2006; Odone et al., 2007), sin embargo, en rocas carbonatadas existen varios factores que podrían influenciar en la distribución de fracturas. Estos factores incluyen litología, diagénesis y propiedades mecánicas de la roca (Larsen et al., 2009), incluyendo también el tiempo de fracturamiento durante la historia de la roca (Gale et al., 2004). A diferencia de las rocas siliciclásticas (Ladeira y Price, 1981), en rocas carbonatadas la densidad de fracturas está controlada de mayor manera por la

textura que por su espesor, es decir, también puede ser controlado por el contenido de bioclastos y/o granos micríticos (Eyssautier-Chuine et al., 2002).

5.7.2 Relación de la textura de las rocas carbonatadas en la densidad de fracturas

Para poder inferir una posible relación entre la densidad y la textura, se comparó la densidad de fracturas de un mismo sistema que estuviera presente en diferentes texturas.

Los datos normalmente muestran efectos de truncamiento y censura (Marret et al. 1999). Estos efectos pueden producir desviaciones de una tendencia lineal en una gráfica log-log. El sesgo de truncamiento, es producido por el reconocimiento y registro de fracturas con aperturas cada vez menores. El sesgo de censura de grandes fracturas se debe a que estas fracturas son muestreos inadecuados en el área de observación. Estas desviaciones se pueden minimizar estableciendo un rango de medición para las aperturas de las fracturas que pueden ser observadas en todos los estratos. Los rangos de apertura de fractura para la ley de potencia es de .2 mm a 2 mm, de .05 mm a .2 mm para el segmento de truncamiento y 2 mm a 5 mm para el segmento de censura. Utilizamos un modelo de regresión para obtener la distribución de ley de potencia (segmento de recta en una gráfica log-log) de las fracturas en el afloramiento.

El segmento recto (Ley de potencias) para la población de aperturas de fracturas en una gráfica log-log, está representada por $F = ab^{-c}$, donde F es la frecuencia de fractura acumulativa, a es el coeficiente, b es la apertura y c la pendiente de la recta (Fig. 5.14). Estos parámetros pueden ser utilizados para inferir la distribución de fracturas con una apertura dada en el mismo volumen de roca (Marrett, 1996).

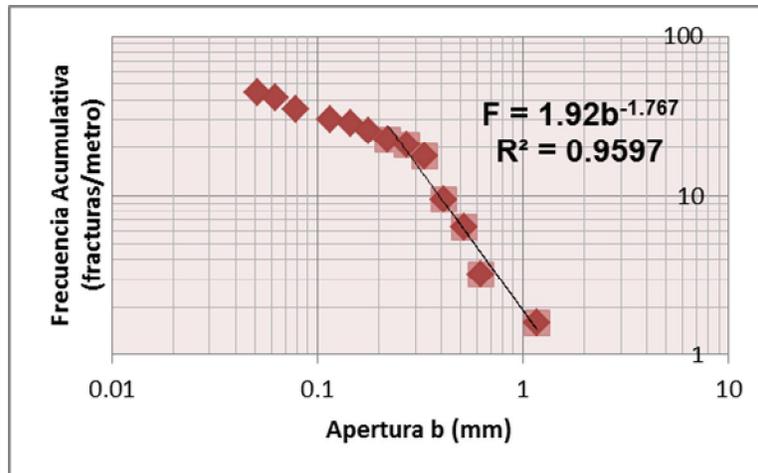


Figura 5.14. Distribución de la frecuencia acumulativa-apertura de fractura para el sistema 4 en el estrato 9.

Con base en los modelos obtenidos para cada una de las distribuciones de frecuencia acumulada-apertura de fractura (Anexo 2c), se observó que en los sistemas 6 y 7, la densidad de fracturas incrementa cuando hay mayor porcentaje de granos micríticos (pellets, peloides e intraclastos) y disminuye con la presencia de bioclastos en la textura. Para el sistema 4 no se encontró algún parámetro dominante para relacionarse con la densidad de fracturamiento, siendo la densidad variable tanto en diversas texturas como espesores. Los sistemas restantes no pudieron ser comparados por la falta de mediciones y porque no estaban presentes en dos o más estratos. Esta aparente discrepancia entre los resultados puede probablemente ser explicada por el hecho de que los granos son de diferente composición. En rocas carbonatadas, los granos son compuestos de partículas micríticas ($< 4\mu\text{m}$) y partículas de esparita ($> 4\mu\text{m}$) para los bioclastos.

Como consecuencia, las partículas micríticas pueden ser observadas tanto en la matriz como en lo granos que no sean bioclastos. Hanks et al. (1997) muestra que la densidad de fracturas para una textura lodo soportada es mayor que para un grano soportada, mientras que Eyssautier-Chuine et al. (2002) documenta que una

textura grano soportada puede comportarse como una lodo soportada, si los granos están compuestos principalmente de partículas micríticas (pellets, peloides e intraclastos).

VI. RESPUESTA DE LOS RAYOS GAMMA EN LAS FACIES DE LA FORMACIÓN MORELOS

6.1 INTRODUCCIÓN

El registro de rayos gamma (RG) originalmente desarrollado para el estudio de pozos en la industria petrolera en los años 60's (Koptíková, et. al., 2010), es una técnica ampliamente utilizada como indicador litológico, particularmente útil para la identificación de unidades arcillosas debido a la concentración de elementos radioactivos de estas. Posteriormente el registro de rayos gamma naturales (NGS) que a diferencia del RG que solo mide la radioactividad total, permitió la medición de las concentraciones individuales de Potasio (K), Uranio (U) y Torio (Th), los tres isotopos radioactivos que producen la mayor parte de la radiación gamma en la Tierra. Sin embargo la técnica aplicada a rocas expuestas en la superficie ha sido utilizada recientemente (Aigner et al., 1995; Postma y Ten Veen, 1999; Ruffell y Worden, 2000; Pawellek y Aigner, 2003; Collins et al., 2006). En estas publicaciones se han documentado estudios en rocas carbonatadas y han reportado que el patrón de rayos gamma tiene una relación distintiva con las facies depositacionales.

En este estudio se analizó la respuesta de los rayos gamma en rocas carbonatadas de facies someras de la Formación Morelos y su relación con la ciclicidad en las facies.

6.2 OBJETIVO

El objetivo principal de este capítulo es observar la respuesta del espectrómetro de rayos gamma en rocas carbonatadas de facies someras. Así como observar la respuesta que tienen cada una de las curvas de K, U y Th, y su asociación con las facies analizadas.

6.3 GENERALIDADES

Los minerales son los componentes básicos de las rocas, algunas rocas están compuestas casi por completo de un solo mineral, el ejemplo más común son las calizas, constituidas básicamente por calcita, sin embargo frecuentemente contienen ciertas cantidades de otros minerales.

Un elemento químico comúnmente puede contener variaciones en su número de neutrones; estas variaciones, llamadas isótopos pueden ser de núcleos estables o inestables. Especialmente aquellos elementos químicos pesados con número atómico mayor a 83 son inestables o radioactivos (Ershova, 1967; Arroyo-Carrasco, 2007); y sufren un proceso de desintegración espontánea para formar isótopos más estables, conocido como decaimiento radioactivo.

Durante el proceso de decaimiento se presenta una liberación de energía en tres formas diferentes, como rayos alfa, beta y gamma. Los rayos alfa son partículas de carga positiva, los beta son de carga negativa, y los rayos gamma no poseen carga. Los rayos gamma se manifiestan como impulsos de ondas electromagnéticas, formadas por fotones de muy alta frecuencia (Fig. 6.1). Debido a la gran cantidad de energía que poseen, éstos pueden penetrar la materia a una mayor profundidad que los rayos alfa y beta. De esta manera la materia por la que atraviesan los fotones se excita y puede generar electrones secundarios que son

utilizados para captar o medir la radioactividad del material (Arroyo-Carrasco, 2007).

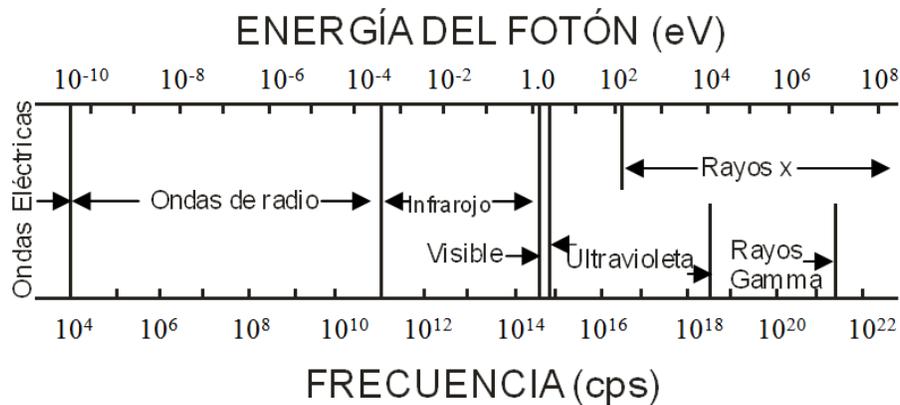


Fig. 6.1. Rayos gamma dentro el espectro electromagnético (Lapp y Andrews, 1964).

6.4 REGISTRO DE RAYOS GAMMA

El registro de rayos gamma (RG) es una medición de la radioactividad natural de las formaciones rocosas. Los RG son emitidos espontáneamente por algunos elementos radioactivos, en su mayoría por los isótopos K^{40} con una vida media de 1.3×10^9 años; el U^{238} con una vida media de 4.4×10^9 años y el Th^{232} con una vida media de 1.4×10^{10} (Bassiouni, 1994).

Los rayos gamma interactúan con la materia en tres diferentes procesos, como efecto fotoeléctrico, efecto Compton y como producción de pares (Fig. 6.2). De estos procesos solo el efecto fotoeléctrico y el efecto Compton son de nuestro interés, ya que la energía de los isótopos radioactivos de K, U y Th se encuentra dentro de estos efectos.

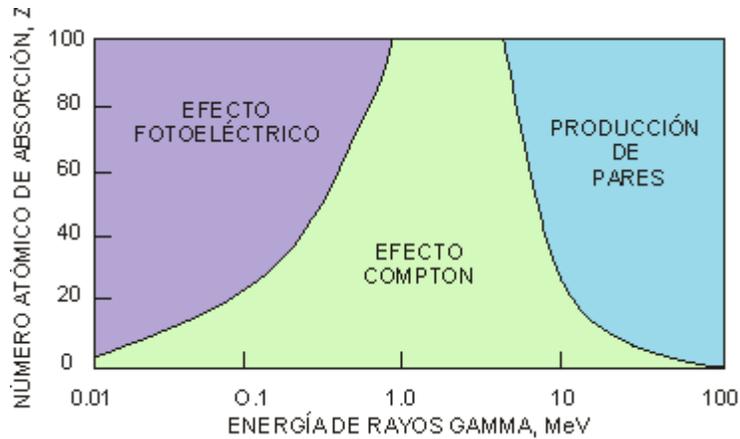


Fig. 6.2. Mecanismos de interacción dominantes en los Rayos Gamma (Evans, 1967).

El efecto fotoeléctrico se presenta cuando un fotón choca con un átomo. La energía en esta interacción es transmitida a un electrón, parte de esta energía es utilizada para expulsar al electrón, y el resto de la energía es absorbida por el propio electrón (fotoelectrón; Fig. 6.3a), así estos fotoelectrones serán eventualmente capturados por otros átomos en el medio. En el efecto Compton los fotones gamma incidentes son de mayor energía y al igual que en el efecto fotoeléctrico parte de esta energía es consumida en la expulsión del electrón, pero la energía restante da como resultado a otro fotón gamma de menor energía (Fig. 6.3b). Este nuevo fotón seguirá disgregándose al interactuar con otros átomos hasta que alcance el dominio fotoeléctrico y sea finalmente capturado (Bassiouni, 1994).

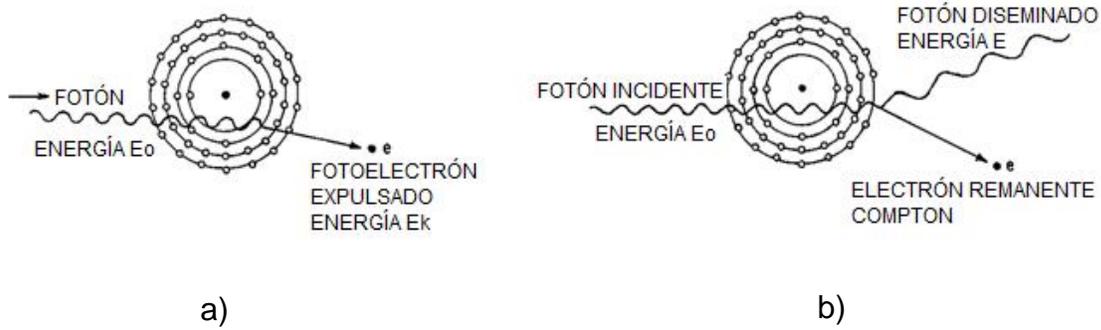


Fig. 6.3. Representación de las interacciones de los fotos con la materia a través de: a) Efecto fotoeléctrico y b) Efecto compton (Modificado de Lapp y Andrews, 1964).

La energía del decaimiento de los principales isotopos radioactivos de la Tierra se presenta dentro del efecto fotoeléctrico y del efecto Compton. El decaimiento radioactivo del isótopo K^{40} emite solo un nivel de energía (1.46 MeV) al pasar a Ar^{40} . Mientras que el U^{238} y Th^{232} emiten rayos gamma a diferentes energías (Fig. 6.4), hasta llegar a los isótopos estables de Pb^{206} y Pb^{208} , respectivamente (Bassiouni, 1994).

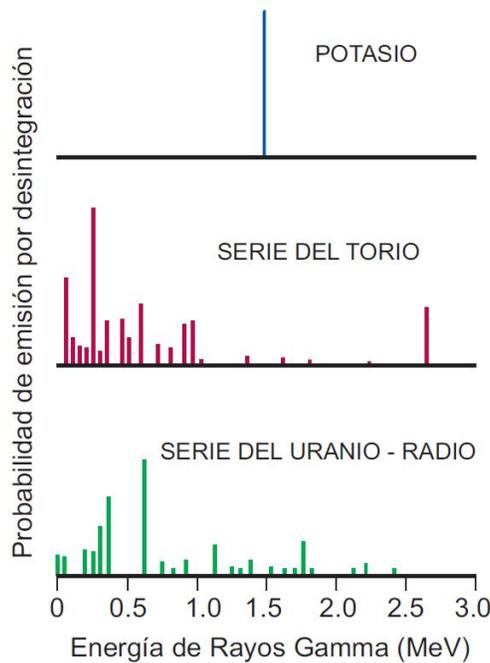


Fig. 6.4. Niveles de energía del K, U y Th durante su decaimiento radioactivo (modificado de Schlumberger, 1987)

6.5 EQUIPO DE MEDICIÓN

Para el presente trabajo se utilizó un espectrómetro de rayos gamma modelo GR-320 de la marca Exploranium®, que consiste en un sensor y una fuente equipada con un cristal de yoduro de sodio (NaI) y un tubo fotomultiplicador (Fig. 6.5).

Cuando existe una emisión de rayos gamma, estos inciden en el cristal provocando una emisión de fotones luminosos (centelleos) que golpean una superficie fotosensible conocida como fotocátodo (Arroyo-Carrasco, 2007). Esto provoca una emisión de fotoelectrones dentro de un campo eléctrico que interactúan con ánodos ubicados a potenciales cada vez más altos. En en cada ánodo los electrones se multiplican como resultado de emisiones secundarias de electrones, de esta forma un gran número de electrones es almacenado en el último ánodo donde la carga se amplifica y es grabada por el equipo (Bassiouni, 1994).



Fig. 6.5. Espectrómetro de rayos gamma, marca Exploranium®.

El espectrómetro está caracterizado por una buena sensibilidad de detección y una alta eficacia de detección entre 50% y 60% de centelleos. El equipo es capaz

de recibir RG en diferentes espectros (Postma y Ten Veen, 1999) como se muestran en la figura 6.6, estas ventanas reciben los siguientes niveles de energía:

- 1) La ventana de K que presenta toda la energía dentro de 1.36 MeV – 1.58 MeV. Indica la presencia de K^{40} , pero también fotones disgregados Compton Bi^{214} y Tl^{208} .
- 2) La ventana de U procesa toda la energía dentro 1.66 MeV – 1.86 MeV; indica la presencia de U^{238} , y también fotones disgregados Compton del Tl^{208} .
- 3) La ventana de Th que procesa 2.46 MeV – 2.78 MeV, solamente indica la presencia del Th^{232} .
- 4) La cuenta total de la ventana 1 (V1), que presenta toda la energía por arriba de 80 keV
- 5) La cuenta total de la ventana 2 (V2), que presenta toda la energía por arriba de 400 keV y aunque es más restringida que V1, los datos son más factibles para formaciones que presentan una baja radioactividad.

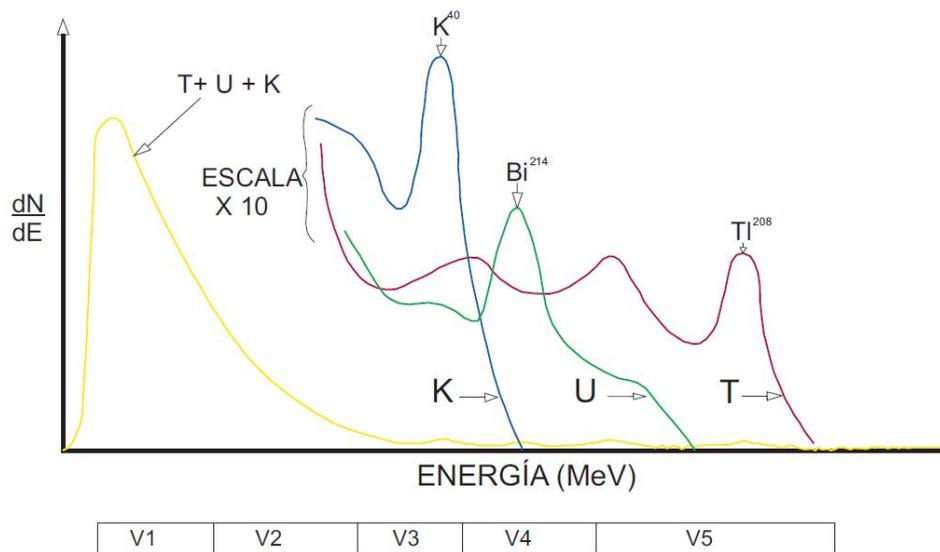


Fig. 6.6. Espectros de las series de K, U y Th (Serra et al., 1980).

6.5.1 Errores de medición

El equipo nos ofrece resultados inmediatos *in situ*, con una ventaja adicional, su fácil manejo. Sin embargo, por las condiciones del terreno se pueden presentar errores en las mediciones debido a diversos factores que distorsionan los valores reales en las lecturas y que pueden ser atribuidos a:

- Una superficie irregular; la superficie debe ser suficientemente extensa, aproximadamente 25 cm (Postma y Ten Veen, 1999) para que el ángulo de detección sea de 180° (Fig. 6.7a).
- Que el intervalo a medir sea de un radio menor al radio de medición del detector (25 cm) como se muestra en la figura 6.7b (Postma y Ten Veen, 1999).
- La presencia de espacios abiertos (Fig. 6.7c) cerca del radio de medición afecta la respuesta del detector debido a la ausencia de una fuente radioactiva específica (radioactividad del aire libre; Postma y Ten Veen, 1999).
- El grado de meteorización que puede generar irregularidades en la roca, por ejemplo fracturas en las que puede existir presencia de lixiviados con contenidos de isótopos radioactivos que afecten las lecturas (Levinson y Coetzee, 1978).
- Que las rocas no se encuentren en un equilibrio radioactivo o equilibrio secular, es decir que los isótopos padre decaigan en el mismo número de isótopos hijo (Adams y Fryer, 1964). Puede asumirse que para rocas mayores a 1 Ma se encuentran en equilibrio radioactivo (Levinson y Coetzee, 1978).

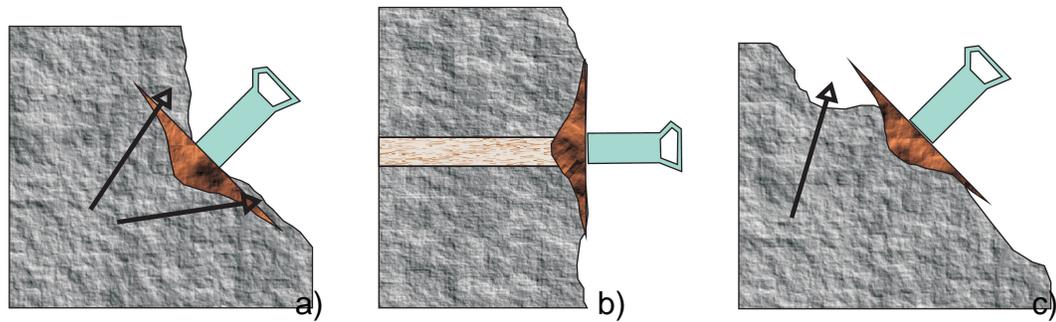


Fig. 6.7. La zona de color marrón muestra el volumen de roca detectado por el espectrómetro de rayos gamma. a) La superficie irregular provocará una sobrestimación de los valores. b) La medición de la capa intermedia se verá afectada por la radiación producida de las capas adyacentes c) La lectura de la roca se verá reducida por el espacio vacío. (Modificado de Svendsen, y Hartley, 2001).

6.6 METODOLOGÍA

Al inicio de cada jornada de medición se realizó un diagnóstico del equipo, mediante una prueba de estabilización con la finalidad de observar que la fuente (cristal de NaI) alcanzara los niveles de energía óptimos para obtener buenas lecturas, observando los picos de energía alcanzados por una fuente conocida, en este caso el isótopo Cs-137 (661.6 KeV), así como una buena conexión entre el sensor y la fuente. Los intervalos de medición se realizaron entre 30 a 40 cm aproximadamente a lo largo de la sección 2.

Con el objetivo de minimizar los errores en las lecturas se procuró a la medida de lo posible tomar las mediciones en superficies planas, descubiertas (sin suelo) y sin fracturas abiertas. Se realizó un total de 477 mediciones en la Sección 2. En cada punto de medición se tomaron 5 datos con un intervalo de exposición de un minuto para los primeros 105 datos. Sin embargo, por las pruebas realizadas y sin notar variaciones importantes en el mismo punto de medición, el tiempo de exposición se redujo a 30 segundos con la finalidad de agilizar la medición y obtener un mayor número de datos.

Los valores tomados se almacenan digitalmente por el equipo en unidades de ppm para el U y el Th, y en % para el K. A través del software GR320 Date Explore v.5, se descargaron en formato ASCII (Anexo 3).

Se consideró la metodología propuesta por Postma y Ten Veen (1999) como la más adecuada para el análisis de los RG: se eliminó el valor más alto y el más bajo de los cinco datos obtenidos en cada punto de medición, y se obtuvo el promedio de los tres valores restantes, a estos datos se les realizó una conversión a unidades, de acuerdo con la American Petroleum Institute (API), estos corresponden a 1 ppm Th = 2.54 API, 1 ppm U = 6.69 API y 1% K = 10.64 API, para finalmente obtener la suma total en unidades API, con la finalidad de utilizar datos en unidades empleadas dentro de la industria petrolera.

Finalmente se analizaron 5 muestras de la sección 2 con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) de la marca Carl Zeiss y con el detector de longitud de onda dispersiva WDX-400, del Instituto Mexicano del Petróleo, para el análisis de 5 muestras de la sección 2.

Se realizaron mediciones con la finalidad de conocer la sensibilidad del espectrómetro al cambio de litologías entre rocas carbonatadas y rocas terrígenas. Estos datos (28 mediciones, anexo 3) fueron medidos en afloramientos de la Formación Mexcala y la Formación Morelos, cerca del poblado de Valle de Vázquez en el Municipio Tlaquiltenango, al sur del Estado de Morelos. También se tomaron muestras de roca de estos afloramientos en los puntos donde se observaba un claro cambio en las litofacies para ser observados en lámina delgada. Los resultados a su respuesta de rayos gamma se observa en la figura 6.8.

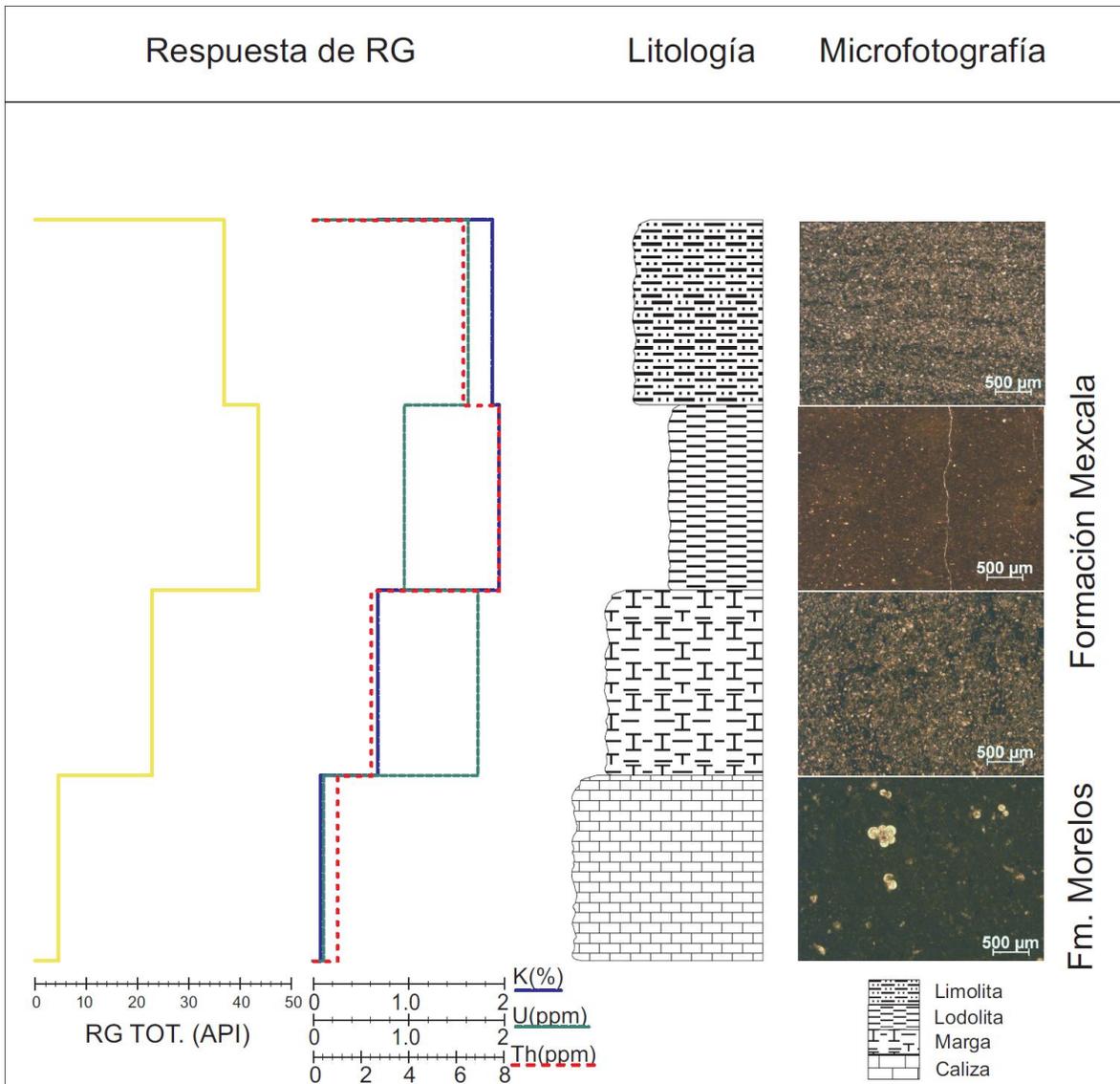


Fig. 6.8. Respuesta de los rayos gamma a litologías pertenecientes a la Formación Morelos y Formación Mexcala.

Estos datos muestran una clara respuesta al cambio de facies, para rocas de grano fino (lodolitas y limolitas), los valores de rayos gamma son muy altos (mayores a 30 unidades API) debido a su alto contenido arcilloso, mientras que para rocas de grano más grueso (arenisca calcárea) y en calizas (wackestone de

foraminíferos plantónicos), estos valores tienden a disminuir (22 y 4 unidades API respectivamente).

6.7 RESULTADOS

Con la finalidad de observar la tendencia de la respuesta de los rayos gamma totales (suma de la curva de K, U y Th) en las rocas carbonatadas de la Formación Morelos, los datos fueron ubicados dentro de la sección 2 (Fig. 6.9). Posteriormente se analizan las curvas individuales de K, U y Th, para analizar los principales picos que se presentan en la sección 2 (Fig.6.19).

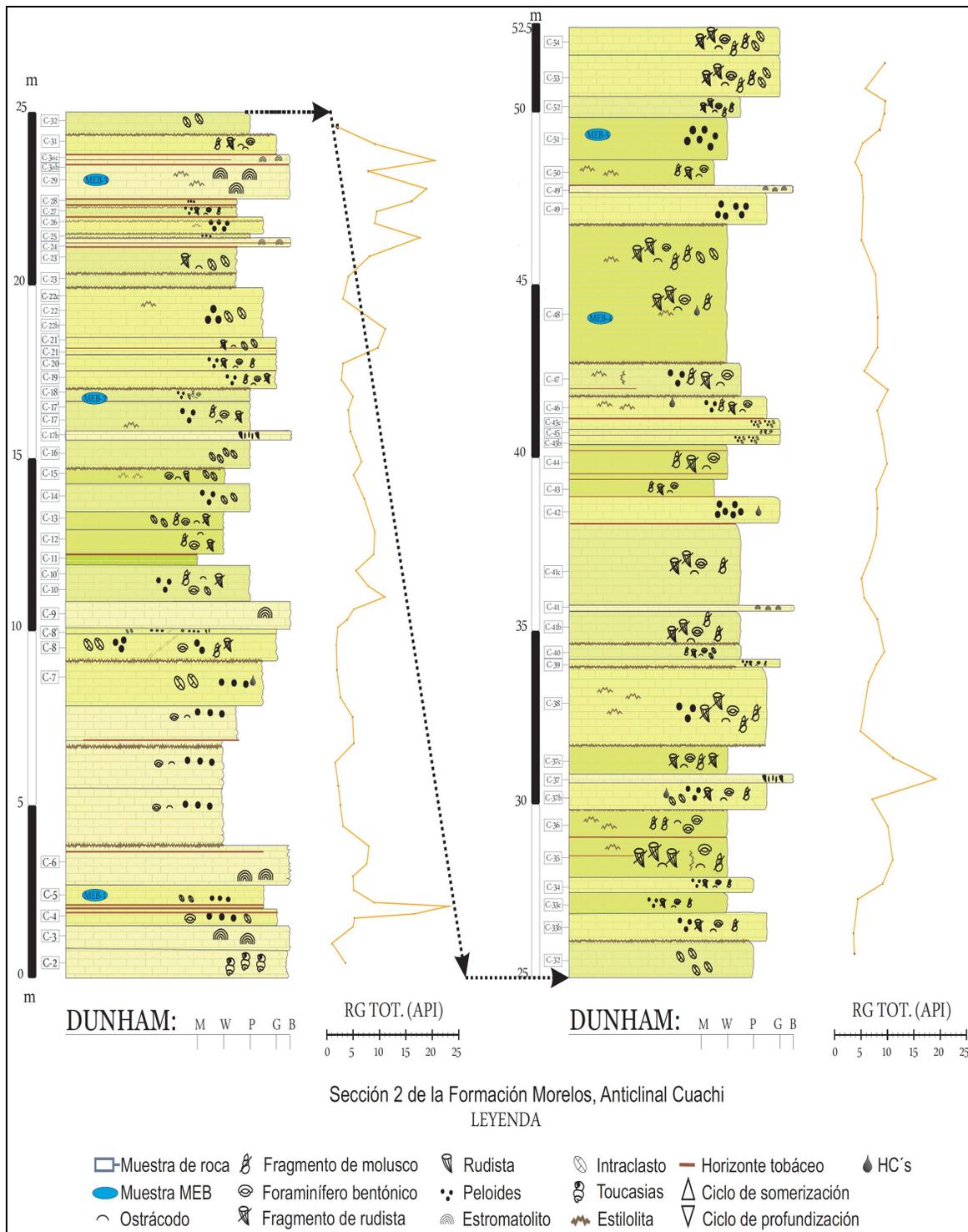


Fig. 6.9. Respuesta de los rayos gamma de las facies carbonatadas de la Formación Morelos.

6.7.1 Patrones en el espectro de RG

El análisis del perfiles de rayos gamma totales, así como las curvas individuales de K, U y Th nos indica que la mayor correlación a la respuesta total la presenta la curva de K, el U muestra una contribución moderada a lo largo de toda la sección 2, mientras que la curva del Th presenta la menor contribución a la respuesta total debido a la dispersión que se observan en los datos (Fig. 6.10).

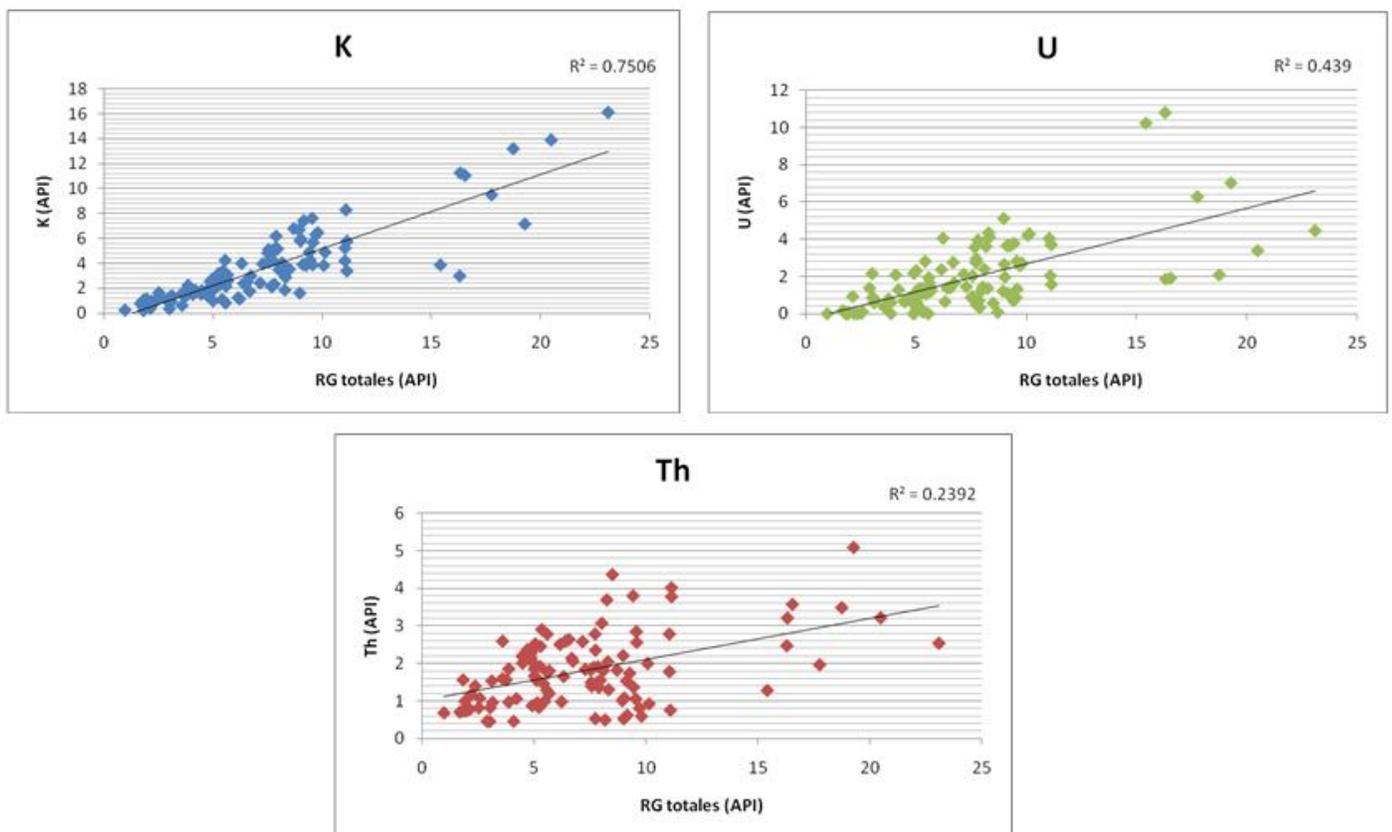


Fig. 6.10. Relación lineal de la respuesta de los rayos gamma totales con los isotopos de K, U y Th.

Esta relativa alta correlación del K se atribuye a que éste es un elemento es muy común en sedimentos (feldespatos, arcillas, micas) y por lo cual la probabilidad de presentarse en diversos ambientes aumenta. La respuesta del U es atribuida a la constante presencia de materia orgánica a lo largo de la sección 2. Mientras que la baja correlación del Th con la respuesta total de RG es posiblemente debido a que por su alta solubilidad y su rápida precipitación, este es principalmente transportado como partículas (Andersson et al., 1995), las cuales no representan un componente mayor en las facies estudiadas.

La respuesta de los rayos gamma a las facies sedimentarias presenta tres formas características, la forma de campana, de embudo y en forma de bloque o cilindro (Fig. 6.11). Estos modelos han sido principalmente aplicados para facies terrígenas, donde los valores que ofrece el registro de RG son de escala de decenas a centenas de unidades API por la cantidad de material arcilloso que contienen y por lo cual son claramente identificables. En este trabajo se hace una analogía con las rocas carbonatadas, en las calizas de textura lodo soportadas se esperan los valores más altos de RG y en calizas de textura grano soportadas los valores más bajos de RG. Es entendible que los valores de radioactividad en facies calcáreas serán registrados con escalas mucho menor respecto a rocas terrígenas.

Para facies tipo grainstone se esperan valores más bajos de rayos gamma, debido a que en su ambiente de depósito la alta energía impide el depósito de contenido fino entre sus aloquímicos (material arcilloso). Para facies tipo mudstone, donde el ambiente de aguas tranquilas permite la acumulación del material fino (entre ellos las arcillas) se esperan valores más altos de RG. De esta forma secuencias de profundización, donde las facies pasan de grano soportadas a lodo soportadas, estarían indicadas por una forma tipo campana en el registro de RG y una forma tipo embudo para una secuencia de que pasa de facies lodo soportadas a grano soportadas.

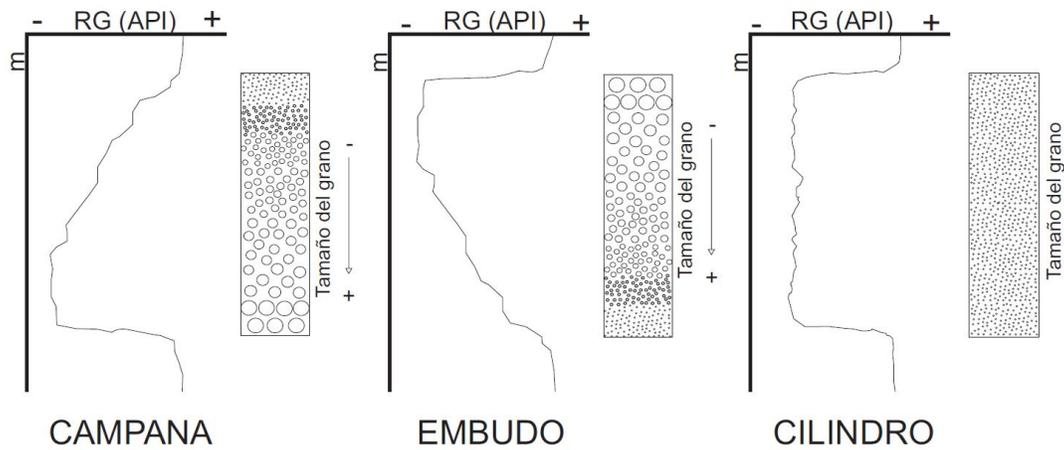


Fig. 6.11. Modelos idealizados de la respuesta de los rayos gamma al tamaño del grano. (Esquemas de valores de RG vs distancia).

6.7.1.1 Análisis de la curva de Potasio (K)

El potasio se encuentra en muchos sedimentos y es un claro indicador del contenido de aluminosilicatos, como feldespatos, arcillas y micas principalmente (Eherenberg y Svånå, 2001). En la sección 2, en las facies de ambientes tranquilos, se aprecian picos distintivos en la curva del K en el perfil de rayos gamma, con la correlación de estos valores y los datos litológicos observados en campo, estos valores con alta respuesta de radioactividad corresponden a los horizontes tobáceos presentes.

En el pico de potasio 1 (PK1, Fig. 6.12), se aprecia una respuesta alta de radioactividad con unidades de hasta 1.6 % de K, los horizontes tobáceos se encontraron distribuidos ampliamente con espesores aproximados de 2 – 5 mm, mientras que en el PK2, los valores son de aproximadamente 0.5 % de K y su abundancia y distribución era menor.

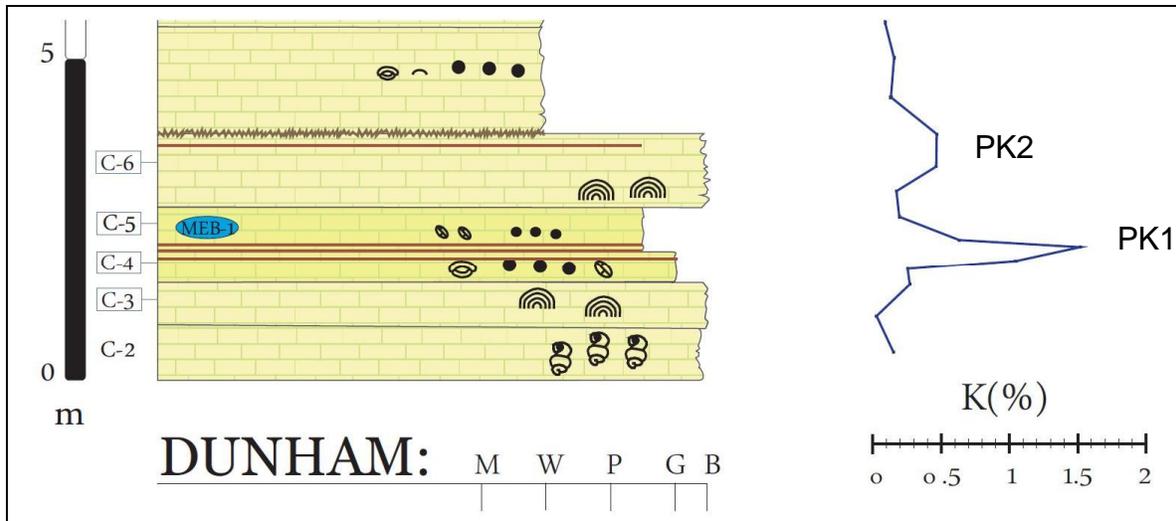


Fig. 6.12. Picos altos de la curva del potasio en respuesta a horizontes tobáceos.

En la figura 6.13 se observa en lámina delgada una toba de ceniza, y los cristales de feldespato que ocasionan estos relativos altos valores en la curva del potasio.

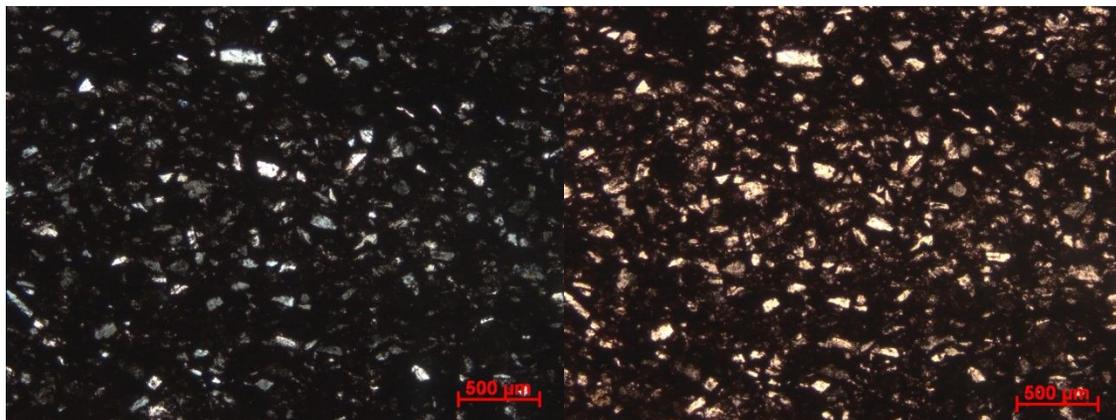


Fig. 6.13. Microfotografías en nicoles cruzados (izq.) y paralelos (der.) de una toba de ceniza con abundantes cristales de feldespato.

Los horizontes tobáceos se presentan aleatoriamente en toda la columna, en algunas áreas se presentan con espesores de hasta 5 cm, sin embargo, en estas zonas donde es más masivo (facies grano soportadas), su distribución está limitada, en esta área la medición de RG no fue puntual, por lo que el rango de registro no captó valores altos, a diferencia de zonas en donde su espesor era de escala de milímetros, pero su distribución era amplia.

El contenido arcilloso presente en la columna relacionado con el K principalmente es asociado a arcillas tipo illita, por el contenido de su composición química ($K_{1-1.5}Al_4(Si_{7-6.5}Al_{1-1.5}O_{10})$), estas variaciones permite interpretar cambios paleoclimáticos durante su depósito (Ruffell y Worden, 2000). Sin embargo a partir de los 35 m de la columna se aprecia que las variaciones de potasio tienden a disminuir uniformemente, lo que se asume como un posible ligero cambio en la humedad del ambiente que provocó que disminuyera la presencia de illita.

6.7.1.2 Análisis de la curva de Uranio (U)

El contenido de uranio en rocas sedimentarias está asociado generalmente a materia orgánica, la cual se depositó en algún ambiente reductor que favoreció su conservación, así como en otros minerales que incluyen arcillas, minerales pesados, fosfatos, feldespatos y también asociado a la illita (Ruffell y Worden, 2000). En la sección 2, se observa una buena respuesta en el perfil de Uranio en la Facies 1: boundstone de estromatolitos, estos picos altos (de hasta 1 ppm de U) está asociada principalmente a estos estromatolitos (estructuras organosedimentarias). En la figura 6.14 se observan picos correspondientes a PU1, PU2 y PU3 que se correlacionan con la Facies 1.

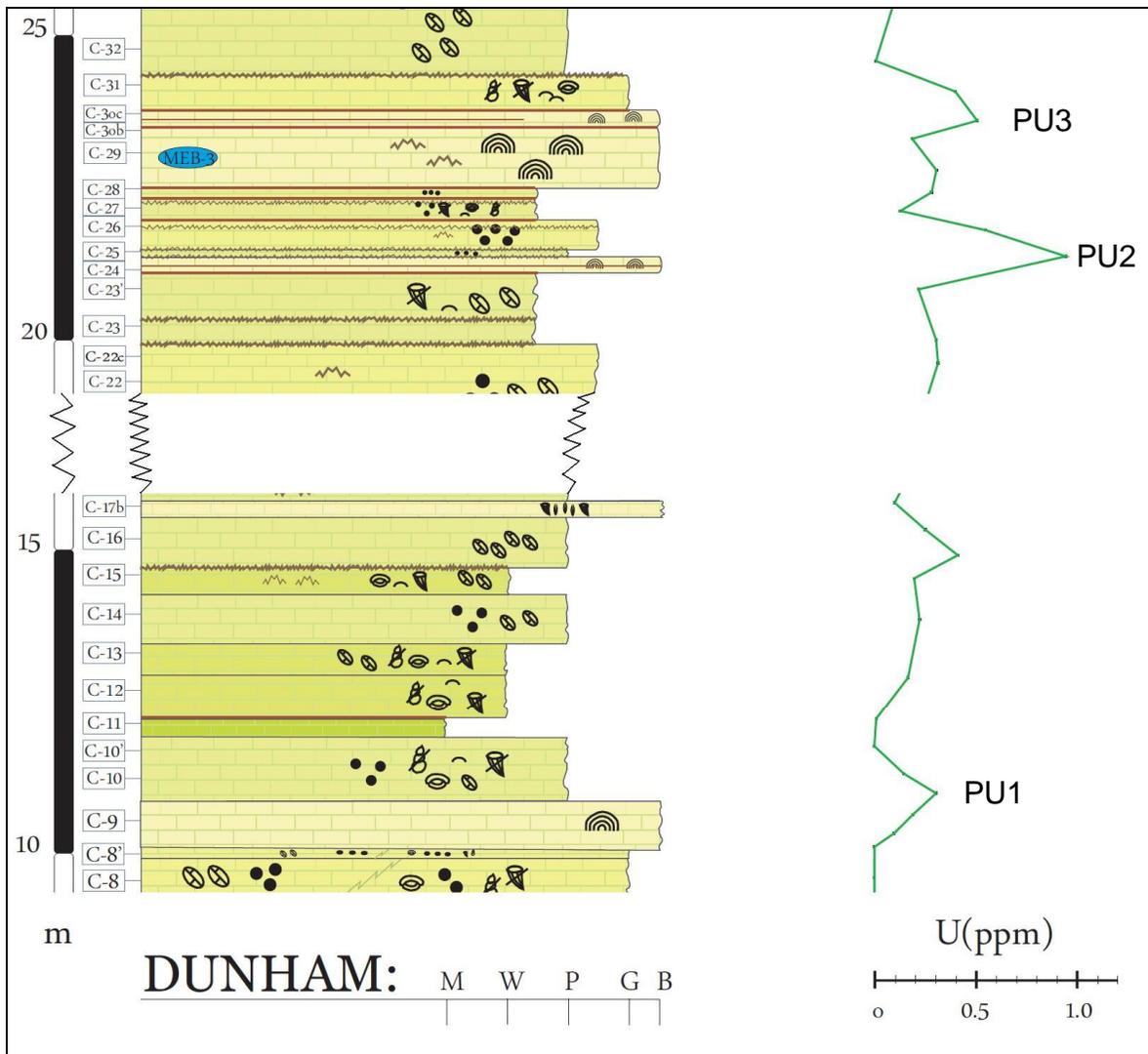


Fig. 6.14. Se observan los picos PU1, PU2 y PU3, en los cuales se tienen valores altos de uranio asociado con microbialitas (estromatolitos) debido a su naturaleza organosedimentaria.

En el pico PU4, PU5 y PU6 (Fig. 6.15), se observa que el perfil del Uranio presenta picos altos (de hasta 1 ppm de U). En la descripción petrográfica que corresponde a esta parte de la sección 2 se observaron abundantes suturas estilolíticas con presencia de hidrocarburos (Fig. 6.16).

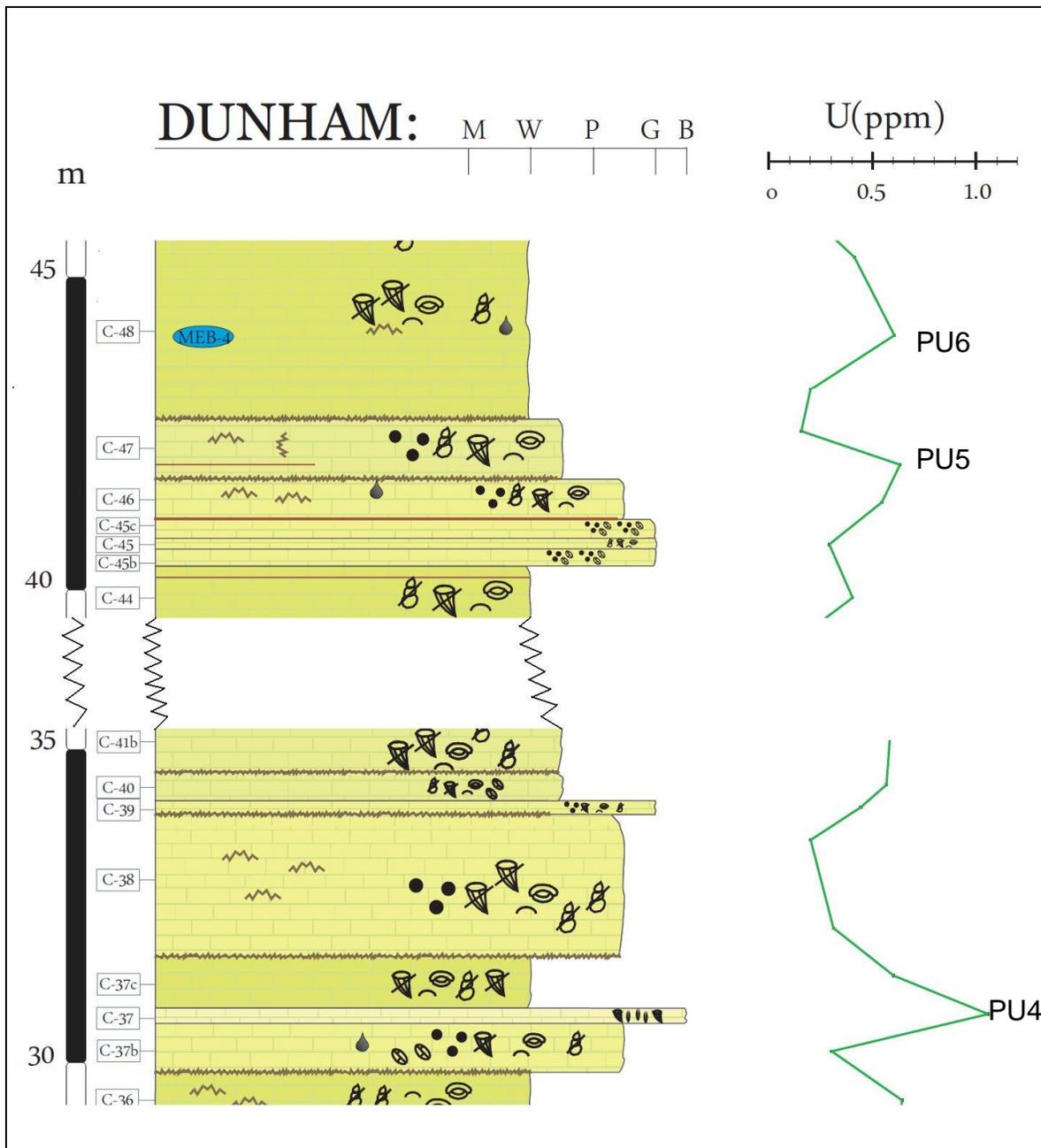


Fig. 6.15. Picos altos de uranio asociados al contenido de hidrocarburos en estilolitas y a la presencia de tobas.

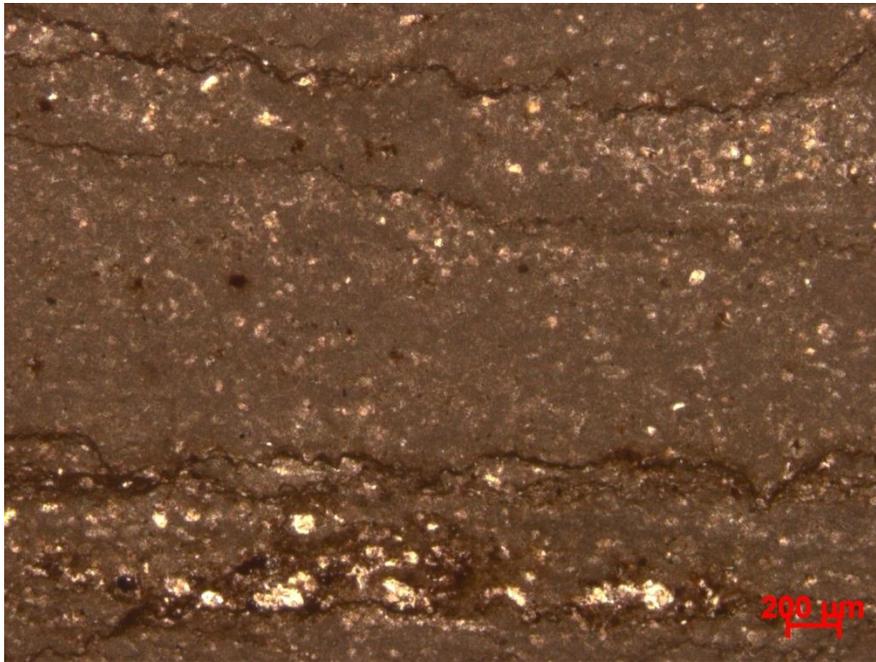


Fig. 6.16. Alta concentración de hidrocarburos en suturas estilolíticas.

La presencia de hidrocarburos en la sección 2, es confirmada mediante el estudio de muestras en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) y el análisis químico, que muestra la presencia alta de azufre (Fig. 6.17). Esto mediante el análisis de los rayos X generados por el equipo WDX-400 que determina con gran exactitud la composición química de la muestra, ya que cada átomo tiene sus propias emisiones características.

De esta forma, los picos altos de Uranio son atribuidos a la alta concentración de hidrocarburos en estilolitas, así como a la presencia de tobas observadas en campo.

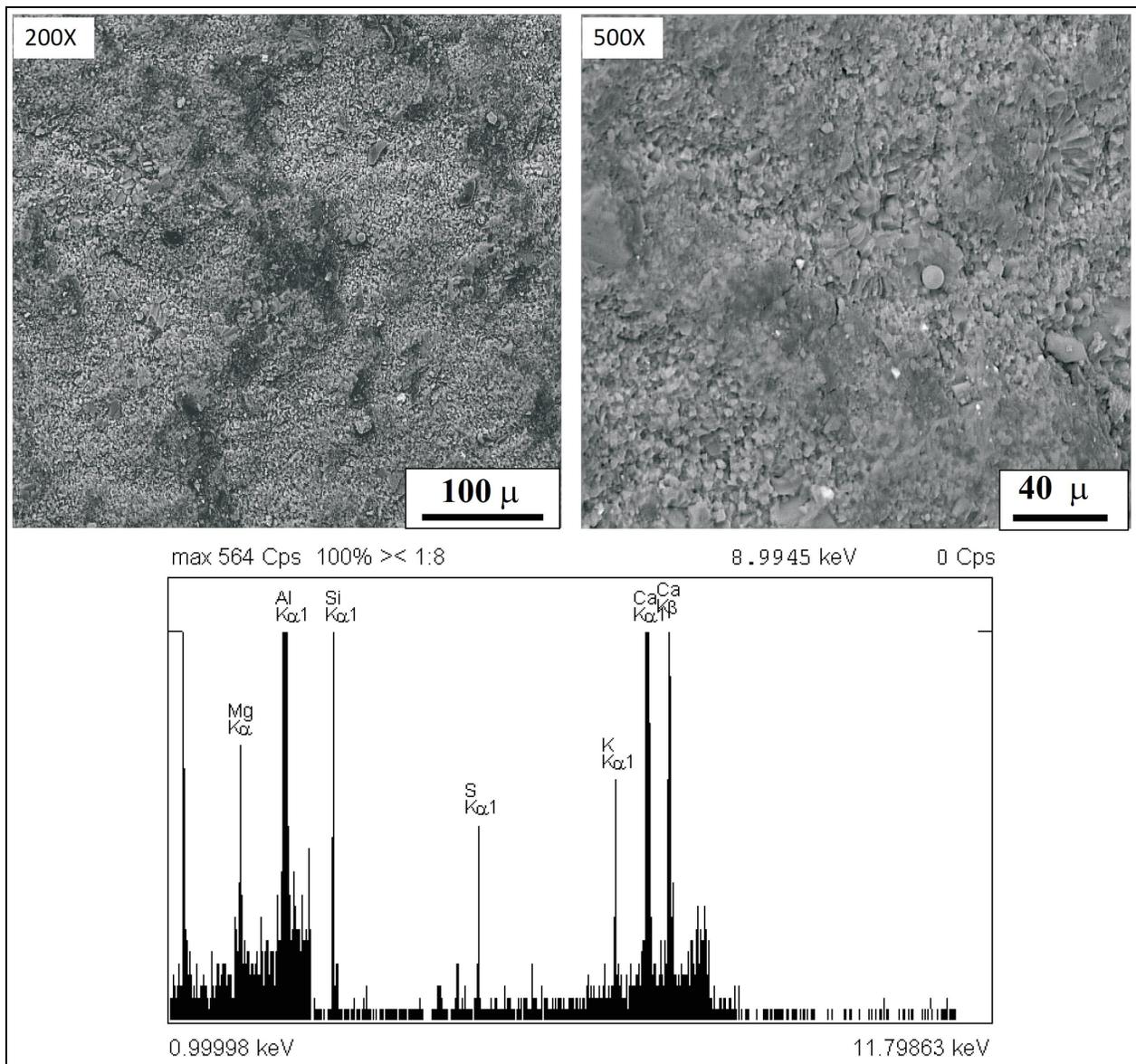


Fig. 6.17. Fotografías en alta resolución que muestran el contenido de hidrocarburo en las calizas. En el análisis químico (abajo) realizado a la muestra MEB-3 se observa la presencia de azufre (S), indicador de hidrocarburos.

6.7.1.3 Análisis de la curva de Torio (Th)

El torio está asociado principalmente a minerales pesados y arcillas, sin embargo a diferencia del K y U que se presentan en arcillas tipo illita, el Th también responde a otras arcillas como la caolinita (Ruffell y Worden, 2000).

En perfil del Th en la sección 2, se presentan ligeras variaciones, sin embargo, estas no son significativas, donde se relacionan picos altos con la presencia de tobas y el resto de la curva posiblemente se encuentra controlado por la presencia de arcillas. En la figura 6.10 se observa que el torio representa el menor aporte a la respuesta de los rayos gamma totales, esto es posiblemente debido a que el aporte de partículas sedimentarias fue mínimo en la plataforma.

En el análisis químico de la muestra MEB-1 (Fig. 6.18), se marca la presencia del elemento titanio, sin embargo la imagen en alta resolución no es concluyente, y no fue posible determinar el origen de esta respuesta, sin embargo, esto indica que la respuesta del torio estaría también marcada por la presencia de estos elementos.

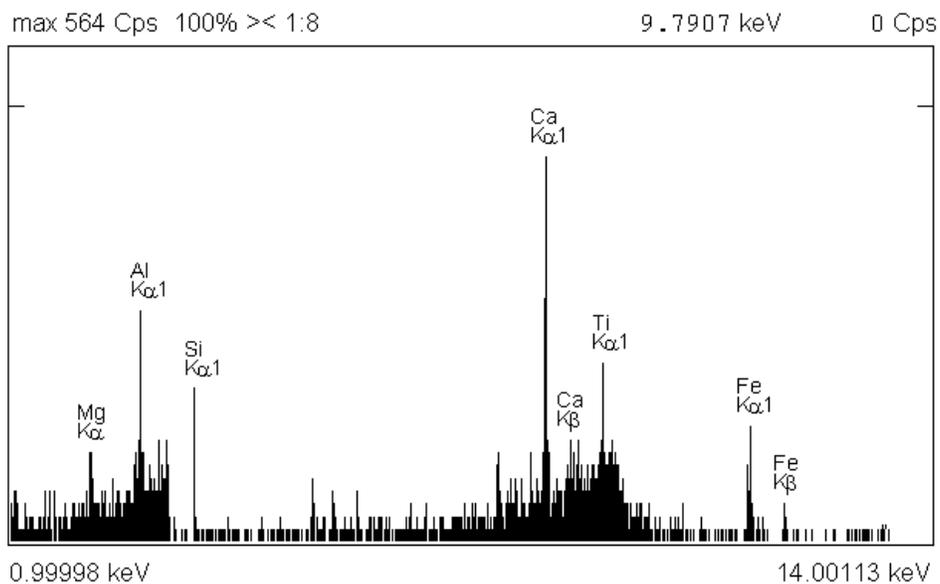


Fig. 6.18. Análisis químico a la muestra MEB-1, se observan picos altos de Al, Si, Fe y Ti, (los tres primeros asociados posiblemente a la presencia de clorita, mientras que la presencia de Ti no fue concluyente).

6.7.2 Respuesta a los ciclos estratigráficos

La distribución de las facies genéticamente relacionadas puede identificarse a través de los ciclos estratigráficos; un ciclo se expresa como la repetición de características litológicas como su textura, mineralogía o geoquímica entre otras; así como por las sucesiones producidas por oscilaciones climáticas (ciclos de Milankovitch; Einsele et al., 1991; Schwarzacher, 1993). Estos ciclos se observaron claramente tanto en campo, donde eran manifestados por sus relaciones geométricas (la cima de los ciclos se indicaba recurrentemente por estratos delgados de la Facies 1: Bounstone de estromatolitos), así como por el análisis de facies en el microscopio petrográfico.

Se identificaron diversos patrones cíclicos tanto de somerización como de profundización. La mayoría de las sucesiones resultan de intercalaciones de asociaciones de facies de submarea y de intermarea/supramarea (ciclos de perimarea). Los ciclos se presentan en escalas pequeñas, entre 2 y 7 metros de espesor y en general son de forma asimétrica.

Resulta evidente que la sección 2 (Fig. 6.19) está dominada en los primeros 30 metros por ciclos perimareales debido a la presencia de la Facies 1: Boundstone de estromatolitos, mientras que en el resto de la sección 2 se observa una alternancia, de ciclos de perimarea y submarea. Estos patrones cíclicos pudieron ser observados a través del registro de RG mediante ligeras tendencias de las curvas a presentar formas de campana o embudo.

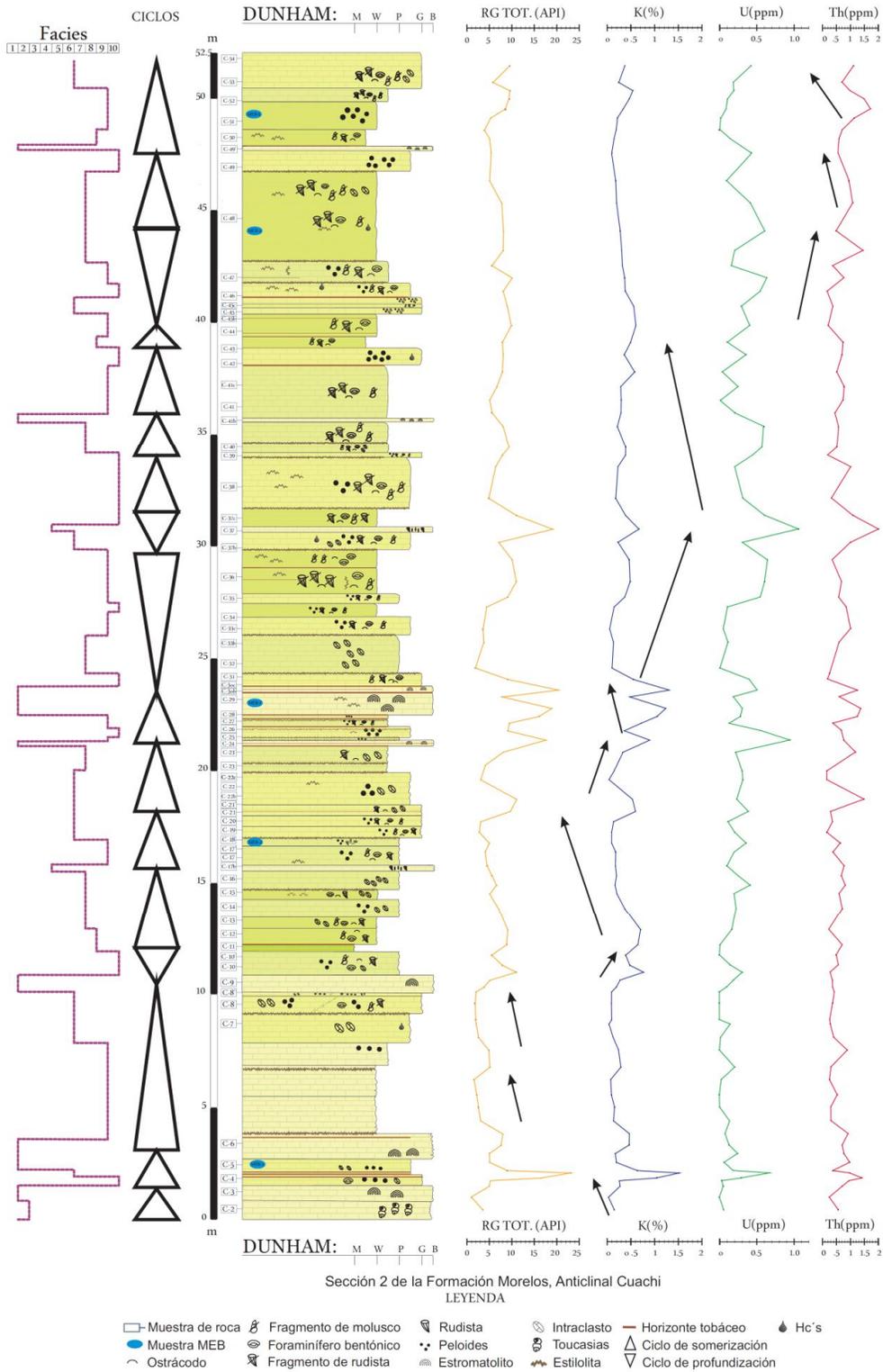


Fig. 6.19. Respuesta de las curvas de los rayos gamma a las facies depositacionales y su respuesta a los ciclos estratigráficos.

La respuesta de rayos gamma está indicada mayoritariamente por componentes terrígenos que son transportados hacia las plataformas carbonatadas por viento o por escorrentías. Este último es el principal factor de aporte en la mayoría de las plataformas carbonatadas antiguas (Hernández-Romano, 1999).

La cantidad y composición de la fracción de sedimentos terrígenos suministrados a una plataforma, incluyendo los tipos y cantidades de minerales de la arcilla, depende de varios factores, tales como: la composición de las rocas expuestas en el área de origen que determina los tipos y proporciones de los minerales que se pueden alterar y / o erosionar y transportar; y la topografía del área de origen determina la tasa de erosión y el tiempo de residencia de las rocas y los minerales en el perfil del suelo, donde pueden ser sometidos al intemperismo (Singer, 1984).

El clima en el área de origen de los terrígenos también juega un papel importante al controlar la intensidad de desgaste químico y de esta forma volver a ciertos minerales más propensos a la erosión (Singer, 1984; Chamley, 1989). De acuerdo a Singer (1984), en condiciones de temperatura sin humedad o secas, se favorece la preservación de la mineralogía original de las rocas expuestas y erosionadas. Bajo estas condiciones los sedimentos sufren poco desgaste químico y los minerales inestables como la illita y la clorita se conservan más tiempo y pueden ser transportados a mayores distancias respecto al área de aporte. En condiciones húmedas, los procesos de hidrólisis remueven los iones móviles de los minerales de la roca y puede producirse otra serie de minerales tales como caolinita o la esmectita. De esta forma, los sedimentos producidos en un clima cálido y húmedo contienen más caolinita en relación con illita a los sedimentos producidos durante los períodos fríos y secos (Chamley, 1989; Hillier, 1995).

La Plataforma Guerrero-Morelos fue una plataforma carbonatada desarrollada sobre el lado de cratón de una cuenca de trasarco. La fuente más probable de los minerales arcillosos y otros componentes terrígenos fueron las rocas metamórficas del Paleozoico del Complejo Acatlán, así como algunas de las unidades terrígenas como la Formación Zicapa o el Grupo Tecocoyunca. El levantamiento y la erosión de estas unidades iniciaron a finales del Cenomaniano, produciendo un aumento progresivo de la influencia de terrígenas (Hernández-Romano, 1999).

De acuerdo a diversos autores (Frakes y Francis, 1990; Francis y Frakes, 1993; Valdés et al, 1996), durante el Cenomaniano el clima era mucho más cálido que el actual. Estos estudios paleoclimáticos han dado origen a modelos de predicción del clima durante el Albiano-Cenomaniano. Según los resultados de Valdés et al. (1996) y Price et al. (1998), las temperaturas medias anuales para el sur de México en superficie oscilaban entre los 20 y 26°C, así como una precipitación anual menor a 1 mm/día y una baja humedad del suelo. Estos resultados representaban un clima de condiciones tropicales áridas a semiáridas.

La respuesta de los rayos gamma se puede correlacionar con estos datos paleoclimáticos. La sección 2 estudiada representa una porción de la Formación Morelos a finales del Cenomaniano, en donde posiblemente los primeros pulsos de la Orogenia Laramide dieron como resultado una mayor irregularidad en la topografía en las regiones de aporte del material arcilloso, estos resultados son resaltados en el perfil de la curva de potasio.

En la figura 6.20 se representa un cambio hipotético en el escenario topográfico de la región de estudio. A pesar de que no se cuenta con evidencias sobre cambios drásticos en las facies carbonatadas, debido posiblemente a que el aporte arcilloso no era en grandes proporciones y se pudiera afectar la fábrica de carbonatos ni las condiciones de luz o salinidad para que la biota tuviera cambios significativos, sí es posible evidenciarlos en los ciclos estratigráficos y en los perfiles del registro de RG, donde después de los 30 primeros metros aproximadamente de la sección 2, la curva del potasio muestra menores

variaciones en su registro, esto puede atribuirse a que las irregularidades topográficas propiciaron mayores escorrentías y ocasionó ligeros cambios en la humedad del área de aporte y de esta forma se alteró la arcilla illita y su consecuente disminución.

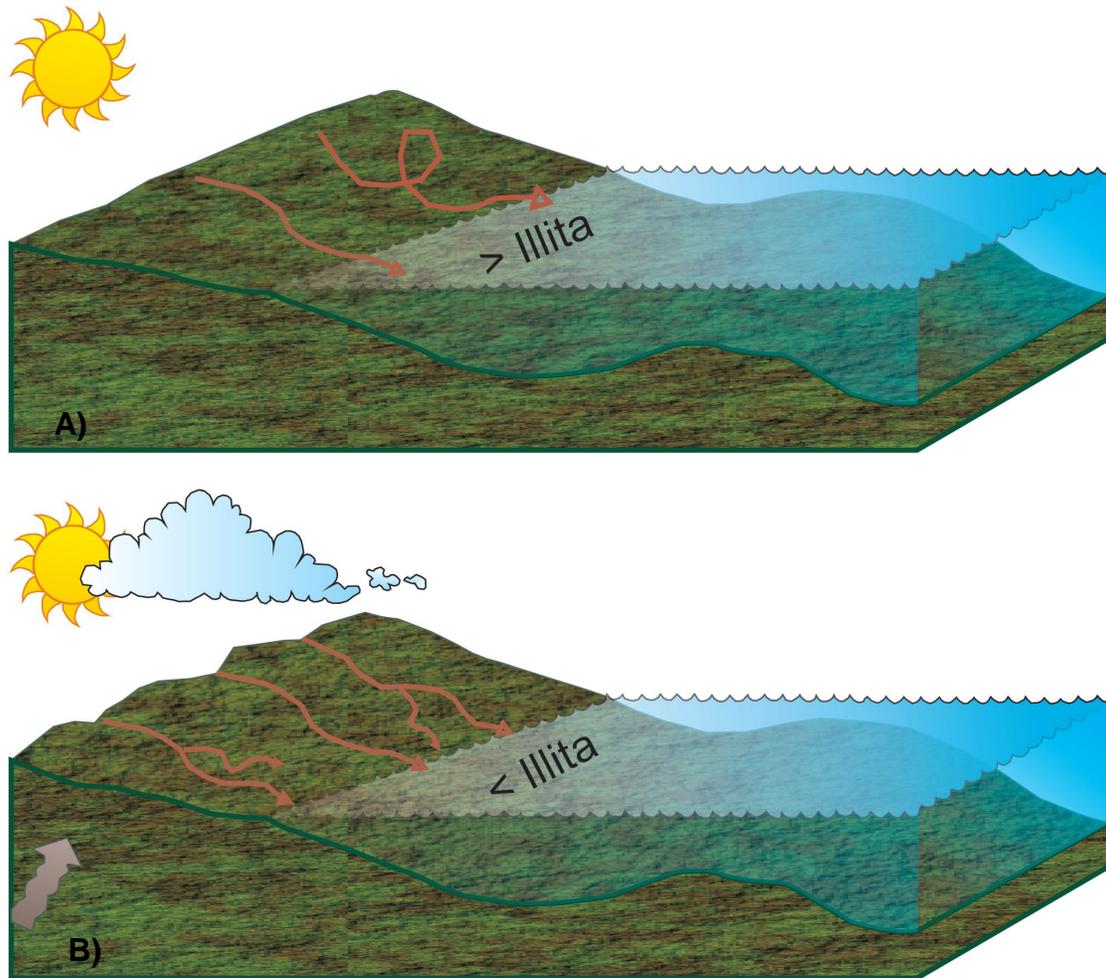


Fig. 6.20. Esquemas paleotopográficos a partir del contenido arcilloso en la columna de la Formación Morelos. A) Modelo para un clima semiárido donde la arcilla illita representa un mayor aporte y por lo cual una mayor respuesta a la curva de K, B) Modelo para un clima con mayor humedad por aumento de escorrentías debido a los primeros pulsos de la Orogenia Laramide y por lo cual el contenido de illita tiende a disminuir.

El análisis de 5 muestras de roca (distribuidas a lo largo de la sección 2) en el MEB corresponde con los datos esperados a partir de la respuesta de rayos gamma (Fig. 6.21). La muestra MEB-1 fue tomada a 2.5 m de la base de la sección 2 y corresponde a la Facies 6, packstone – grainstone de intraclastos y peloides. La muestra MEB-2 tomada a 17 m de la base y corresponde a la Facies 9 (Wackestone-packstone de bioclastos y peloides). La muestra MEB-3 corresponde a la Facies 1, Boundstone de estromatolitos, ubicada a 23 m de la base. La muestra MEB-4 y MEB-5 pertenecen a la parte superior de la sección 2, la primera tomada a 44 m de la base, corresponde a la Facies 7 (wackestone de bioclastos e intraclastos) y la segunda tomada a los 49 m de la base, pertenece a la Facies 9, wackestone de peloides.

En los resultados de estas muestras se observan picos altos en las primeras tres de ellas (MEB-1, MEB-2 y MEB-3) de Si, Al, y K, mientras que en las muestras MEB-4 y MEB-5 la presencia de estos elementos se presenta en menor proporción. Los picos altos de estos elementos corresponden a la presencia de arcilla de tipo illita, como se muestra en la figura 6. 21. Lo anterior corresponde con la respuesta de los rayos gamma, el perfil de la curva de K en los rayos gamma en la primera mitad de la sección 2 indica la abundancia de estas arcillas, principalmente de illita, y en menor proporción la presencia de clorita, así como la presencia de tobas.

De acuerdo a Singer (1984) tanto la illita como la clorita, bajo condiciones de un clima árido (como las que prevalecían en el área estudiada durante el Cretácico) su desgaste químico por intemperismo es mínimo y a pesar de ser minerales inestables, son transportados a mayores distancia de la fuente de aporte. Sin embargo con los datos de los perfiles de rayos gamma y el análisis químico de las muestras se plantea una disminución de la arcilla al ser sometida a procesos de intemperismo por el aumento de las escorrentías debido a un cambio en la superficie del terreno de aporte.

FOTOGRAFÍA EN ALTA RESOLUCIÓN (MEB)

ANÁLISIS QUÍMICO

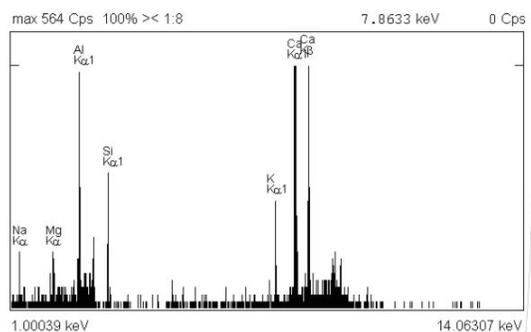
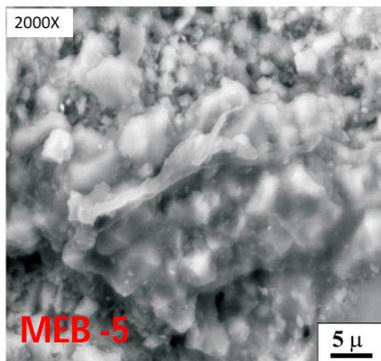
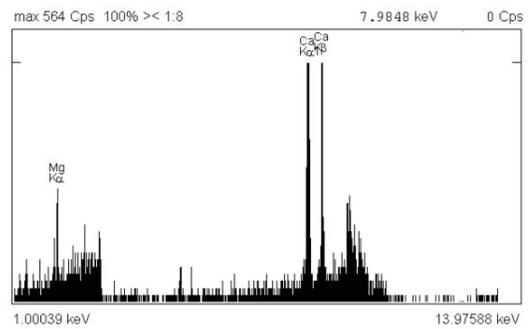
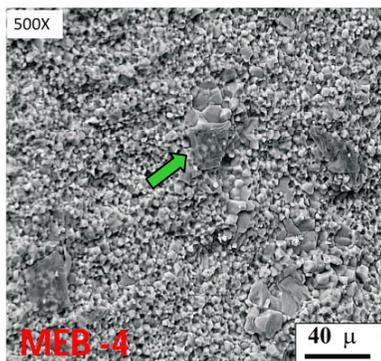
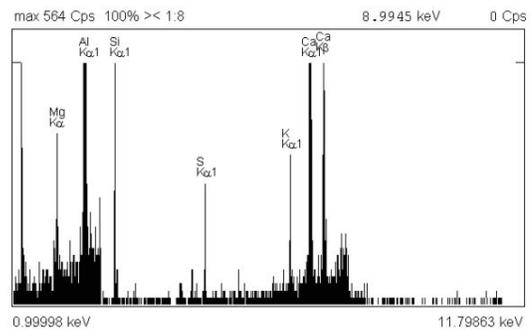
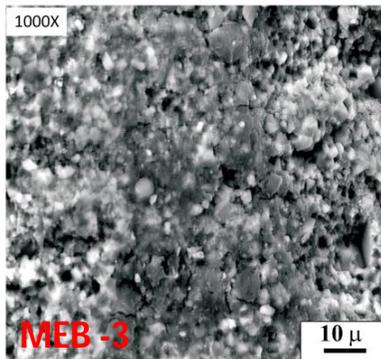
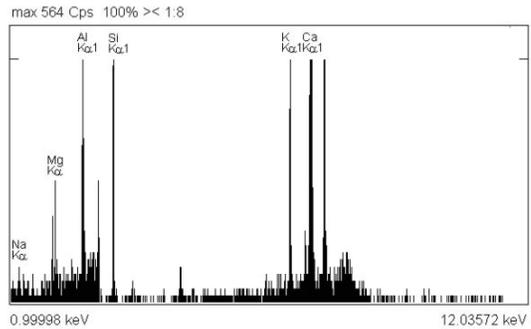
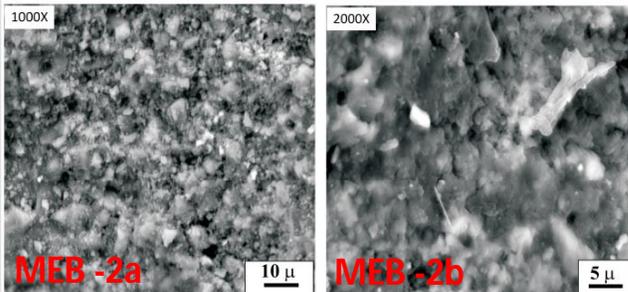
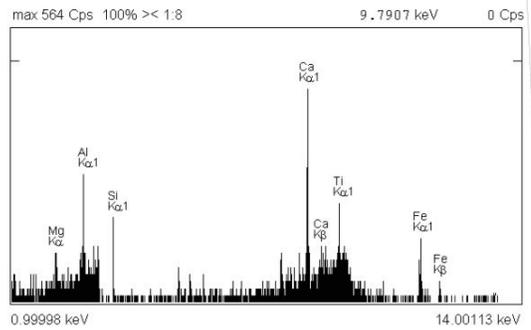
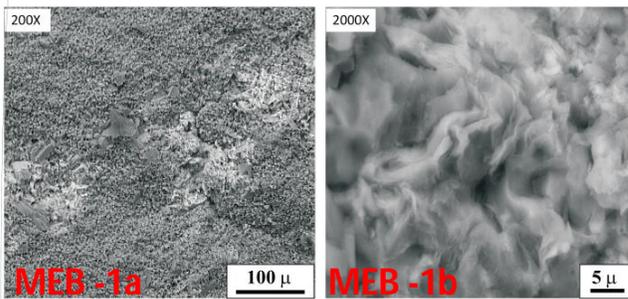


Fig. 6.21. Fotografías en alta resolución y análisis químico de 5 muestras de roca de la sección 2 pertenecientes a la Formación Morelos. En la muestra MEB-1a y MEB-1b se presenta posiblemente clorita de acuerdo al análisis químico, el elemento titanio que no fue concluyente posiblemente es lo que provoca el brillo no característico de esta muestra. En la muestra MEB-2a y MEB-2b se observa la presencia de arcilla illita en la matriz calcárea, así lo demuestran los picos altos de Si, Al, y K de su respectivo análisis químico. En la muestra MEB-3 se distingue la presencia de arcilla en la matriz por el aspecto “sucio” que le otorga, así como los picos altos de sus principales componentes en el análisis químico. En la muestra MEB-4 a diferencia de las anteriores, la matriz se observa “limpia”, y por el análisis químico se confirma la escasa presencia de material arcilloso, en esta muestra también se observa escasamente la presencia de hidrocarburo (flecha blanca) en algunos poros ya cementados. En la muestra MEB-5, se observa escasa arcilla tipo illita (por su característica forma alargada), confirmado por el análisis químico, sin embargo este no se observa tan abundante como en las primeras tres muestras.

7. CONCLUSIONES

- Del análisis de microfacies de la Formación Morelos aflorante en el Anticlinal Cuachi se obtuvieron 10 Facies que corresponden a ambientes perimareales. En este trabajo se dividieron en dos ambientes deposicionales principales: Ambiente lagunar (submarea somera) y ambiente de supramarea e intermarea.
- Los componentes calcáreos observados en lámina delgada varían para cada ambiente. En los ambientes de supramarea e intermarea son característicos los estromatolitos, oncoides y raros foraminíferos bentónicos. En los ambientes lagunares predominan los foraminíferos bentónicos, principalmente miliólidos, fragmentos de moluscos, ostrácodos, peloides e intraclastos.
- De acuerdo al análisis depositacional se reconocieron etapas con condiciones ambientales restringidas donde únicamente se depositaron partículas alóctonas (fragmentos de moluscos) probablemente derivados de un parche arrecifal. Estos periodos de ambientes restringidos alternaron con periodos donde el ambiente fue menos restringido, estos escenarios se infieren debido a la mayor cantidad y diversidad de componentes calcáreos observados en determinadas láminas delgadas.
- En las secciones medidas se reconocieron secuencias de somerización ascendente como resultado de una progradación de sedimentos. En estas secuencias se observaron ciclos de perimarea y submarea. Los ciclos de perimarea se caracterizan por la presencia de facies de ambientes muy someros hacia la cima y en estratos muy delgados (Facies 1: Boundstone de estromatolitos). Mientras que los ciclos de submarea están representados por facies con fauna bentónica en estratos gruesos o masivos. Estos ciclos pueden reconocerse tanto en escala de lámina delgada como en afloramiento.

- La Formación Morelos depositada en el área de estudio estuvo sometida a diferentes y variados rasgos diagenéticos. El rasgo diagenético que caracteriza a estas facies es el neomorfismo, específicamente la recristalización principalmente asociada a los cuerpos intrusivos. Este rasgo de diagénesis dificulta el reconocimiento de la facies deposicional.
- Las fracturas medidas presentaron un arreglo Tipo I y Tipo II asociadas al plegamiento, sin embargo regionalmente se pueden relacionar con la falla lateral de Papalutla.
- El control de los espesores en la densidad de fracturas no es claro en los afloramientos estudiados, debido a que en las rocas carbonatadas existen otros factores que afectan el fracturamiento.
- En algunos sistemas de fracturas, la densidad de fracturamiento tenía un ligero aumento con el incremento de granos micríticos y una disminución de la densidad con el incremento de bioclastos. Sin embargo, en otros sistemas de fracturas y/o estratos no existía tal relación o no era muy clara. Los bioclastos presentes en las muestras, parecían inhibir la formación de fracturas en rocas carbonatadas.
- En la sección 2 (Fig. 6.19), el contenido de potasio en las rocas brinda la mejor respuesta de RG, atribuido principalmente al contenido de arcillas tipo illita.
- Los valores más altos de potasio corresponden con la presencia de tobas intercaladas en las calizas, debido a su alto contenido de feldespatos.

- Los valores más altos de uranio se asocian a la alta presencia de materia orgánica en estromatolitos, así como a la presencia de hidrocarburos.
- Los ciclos de perimarea y submarea identificados a través de las observaciones de campo y análisis de microfacies, pudieron ser correlacionados con ligeras tendencias en las curvas de RG, principalmente con la curva de K, asociado a la presencia de arcillas en la matriz carbonatada y a los valores altos de uranio en estromatolitos que marcan el fin de un ciclo.
- El análisis químico y del MEB de muestras de roca indican abundancia de arcilla tipo illita, sin embargo esta es más abundante en la primera mitad de la sección 2 (Fig. 6.19), de la misma forma se observa una ligera menor presencia de ciclos de perimarea; esto se interpreta como un posible cambio en la paleotopografía de la región de aporte de terrígenos, ocasionando una disminución en la arcilla illita.

8. RECOMENDACIONES

- Se recomienda hacer estudios específicos para determinar la historia diagenética de esta secuencia calcárea.
- Analizar el contenido paleontológico de las facies carbonatadas del Anticlinal Cuachi para determinar su edad relativa y determinar su relación con las Formaciones Morelos y Cuautla.
- Se recomienda hacer un estudio con mayor número de mediciones de densidad de fracturas por cada una de las facies estudiadas para obtener un resultado un resultado más preciso.
- Realizar un estudio de correlación tanto de microfacies como con el espectrómetro de rayos gamma para confirmar los resultados obtenidos.
- Realizar un análisis del contenido de arcillas más detallado, para verificar la abundancia y ausencia de ellos en las secciones medidas.

ANEXOS

ANEXO 1a. Análisis petrográfico secciones 1 y de reconocimiento.

Relación del estudio petrográfico de las láminas delgadas de la Primera Sección estratigráfica realizada a detalle, y de la Sección de reconocimiento de la Formación Morelos.

MUES- TRAS	TEXTURAS					CLASIFICACIÓN SEGÚN DUNHAM	ESPESOR (cm)	FACIES
	Mst	Wst	Pst	Gst	Bst			
A-1						PACKSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	110	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-1a						PACKSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	100	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-2						WACKESTONE DE PELOIDES	150	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-3						WACKESTONE DE PELOIDES	180	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-4						WACKESTONE DE PELOIDES	120	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-5						WACKESTONE A PACKSTONE DE BIOCLASTOS	160	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-6						PACKSTONE DE BIOCLASTOS	200	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-7						PACKSTONE DE BIOCLASTOS	340, 90, 90,20	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-8						PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	300	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-9						WACKESTONE DE PELOIDES	40	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-10						MUDSTONE	100	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-11						GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	40	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-11a						PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	50	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-12						PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	250	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-13						PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	210	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS

A-13a		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	50,50	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
A-14		PACKSTONE DE PELOIDES	20	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS			
A-14a		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELLETS	40	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
A-14b		PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	165	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS			
A-14c		PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	80	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS			
A-14d		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	20,125, 90	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
A-14e		GRAINSTONE DE PELLETS	140, 400	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
A-14f		GRAINSTONE DE PELLETS	25	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
A-15		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	40, 45	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
A-16		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	320, 100,	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
A-17		GRAINSTONE DE PELOIDES	160, 550	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
A-18		PACKSTONE DE PELOIDES	80,40	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS			
A-19		PACKSTONE DE PELOIDES	50, 20	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS			
A-19b		PACKSTONE DE PELOIDES	75	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS			
A-20		PACKSTONE DE BIOCLASTOS E INTRACLASTOS	55	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES			
A-21		GRAINSTONE DE PELOIDES	30	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
A-21a		WACKESTONE A PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	30	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS			
A-21b		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES	40	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
MUES- TRAS	TEXTURAS					CLASIFICACIÓN SEGÚN DUNHAM	FACIES
	Mst	Wst	Pst	Gst	Bst		
A-22		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS		F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			
A-23		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES		F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS			

A-24		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-25		GRAINSTONE DE PELOIDES	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-26		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-27		WACKESTONE A PACKSTONE DE PELOIDES	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-28		WACKESTONE A PACKSTONE DE PELOIDES	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-29		WACKESTONE A PACKSTONE DE PELOIDES	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-30		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-31		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-32		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-33		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-34		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-35		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-36		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-37		WACKESTONE-PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-38		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-39		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-40		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS E INTRACLASTOS	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-41		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-42		MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-43		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-44		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-45		PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-46		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-47		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE

			BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-48		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-49		WACKESTONE DE ONCOIDES	F2: WACKESTONE DE ONCOIDES
A-50		BOUNDSTONE (MATRIZ: PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES)	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
A-51		BOUNDSTONE (MATRIZ: PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES)	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
A-52		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-53A		WACKESTONE A PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-53b		BOUNDSTONE (MATRIZ: PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES)	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
A-54		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-55		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-56		PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-57		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-58		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-59		PACKSTONE A GRAINSTONE DE BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-60 INF		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-60		WACKESTONE-PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-60 SUP		PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-61		PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-62		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-63		WACKESTONE-PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-64		WACKESTONE-PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-65		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-66		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS

A-67		MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-68		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-69		PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-70		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-71		PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-72		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-73		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-74		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-75		WACKESTONE A PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-76		PACKSTONE DE INTRACLASTOS, PELOIDES Y BIOCLASTOS	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-77		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-78		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-79		PACKSTONE DE BIOCLASTOS E INTRACLASTOS	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-80		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-81		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-82		PACKSTONE DE INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-83		MUDSTONE A WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-84		GRAINSTONE DE PELOIDES E INTRACLASTOS	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-85		PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-86		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELLETS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-87		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELLETS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-88		WACKESTONE-PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS

A-89		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-90		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-91		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS Y PELOIDES E	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-92		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-93		PACKSTONE DE PELOIDES	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-94		WACKESTONE A PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-95		WACKESTONE A PACKSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-96		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-97		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-98		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-99		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-100		PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-101		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-102		MUDSTONE A WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-103		WACKESTONE-PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-104		WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-104B		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-105		PACKSTONE DE PELOIDES	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-106		PACKSTONE DE BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-107		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-108		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES, INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-109		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-110		PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-111		PACKSTONE DE PELOIDES Y	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS

		BIOCLASTOS	
A-112		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-113		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
A-114		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-115		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-116		PACKSTONE - GRAINSTONE DE PELOIDES	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-117		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
A-118		PACKSTONE DE PELOIDES	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-119		PACKSTONE DE PELOIDES	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
A-120		BOUNDSTONE (MATRIZ: PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES)	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
A-121		WACKESTONE DE BIOCLASTOS E INTRACLASTOS	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
A-122		WACKESTONE DE BIOCLASTOS E INTRACLASTOS	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES

ANEXO 1b. Análisis petrográfico de la sección 2.

Relación del estudio petrográfico de las láminas delgadas de la Segunda Sección estratigráfica de la Formación Morelos, realizada a detalle.

MUES-TRAS	TEXTURAS					CLASIFICACIÓN SEGÚN DUNHAM	ESPESOR (cm)	FACIES
	Mst	Wst	Pst	Gst	Bst			
C-1						BOUNDSTONE DE TOUCASIAS (MATRIZ: PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES)	-	F3: BOUNDSTONE DE TOUCASIAS
C-2						BOUNDSTONE DE TOUCASIAS (MATRIZ: PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES)	80	F3: BOUNDSTONE DE TOUCASIAS
C-3						BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS	70	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS

C-4		GRAINSTONE DE PELOIDES	50	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
C-5		PACKSTONE A GRAINSTONE DE INTRACLASTOS Y PELOIDES	20	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-6		BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS (MATRIZ: PACKSTONE - GRAINSTONE DE PELOIDES)	100, 200, 103, 163	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
C-7		PACKSTONE A GRAINSTONES DE PELOIDES E INTRACLASTOS	128	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
C-8		GRAINSTONE DE PELOIDES, INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	80, 15	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
C-8'		PACKSTONE DE PELOIDES - BIOCLASTOS - INTRACLASTOS		F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-9		BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS (MATRIZ: PACKSTONE DE PELOIDES)	80	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
C-10		PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	104	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
C-10'		PACKSTONE DE PELOIDES, BIOCLASTOS E INTRACLASTOS		F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-11		MUDSTONE	31	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
C-12		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	71	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
C-13		WACKESTONE DE INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	52	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-14		PACKSTONE DE INTRACLASTOS Y PELOIDES	80	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-15		WACKESTONE DE INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	44	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-16		PACKSTONE DE INTRACLASTOS	83	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-17b		BOUNDSTONE DE CHONDRODONTA Y OTROS RUDISTAS (MATRIZ: PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS)	30	F4: BOUNDSTONE DE CHONDRODONTA Y RUDISTAS
C-17		PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	81	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-17'		PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS		
C-18		PACKSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	36	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-19		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS, PELOIDES E INTRACLASTOS	52	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES

C-20		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS, PELOIDES E INTRACLASTOS	25, 21	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-21		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS	49	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-21`		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS		
C-22b		PACKSTONE-GRAINSTONE DE INTRACLASTOS Y PELOIDES	40	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-22		PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS	50	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
C-22c		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS Y PELOIDES	54	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-23		WACKESTONE A PACKSTONE DE BIOCLASTOS E INTRACLASTOS	117	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-23`		PACKSTONE A GRAINSTONE DE INTRACLASTOS Y PELOIDES		F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-24		BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS (MATRIZ: PACKSTONE- GRAINSTONE DE PELOIDES)	26	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
C-25		PACKSTONE DE PELOIDES	12	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-26		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES	49	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
C-27		WACKESTONE-PACKSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	35	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-28		WACKESTONE - PACKSTONE DE PELOIDES	17.5	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-29		BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS (MATRIZ: WACKESTONE -PACKSTONE DE PELOIDES)	100	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
C-30b		BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS (MATRIZ: WACKESTONE -PACKSTONE DE PELOIDES)	14	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
C-30c		BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS (MATRIZ: WACKESTONE -PACKSTONE DE PELOIDES)	14	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
C-31		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS	57	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
C-32		PACKSTONE DE INTRACLASTOS	170	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-33c		WACKESTONE - PACKSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	69	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS

C-33b		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	70	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
C-34		PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	45	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-35		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	116	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
C-36		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	80	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
C-37b		PACKSTONE-GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, PELOIDES Y BIOCLASTOS	60	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-37		BOUNDSTONE DE CHONDRODONTA RUDISTAS (MATRIZ: PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS)	12	F4: BOUNDSTONE DE CHONDRODONTA Y RUDISTAS
C-37c		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	112	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
C-38		PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES	132 + 95	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
C-39		GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	22	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
C-40		WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	45	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-41b		WACKESTONE-PACKSTONE DE BIOCLASTOS	127+70	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-41		BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS	20	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
C-41c		WACKESTONE-PACKSTONE DE BIOCLASTOS	130	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-42		GRAINSTONE DE PELLETS	78	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
C-43		MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS	50	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
C-44		WACKESTONE DE BIOCLASTOS	100	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-45b		GRAINSTONE DE PELLETS E INTRACLASTOS	30	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-45		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS	10	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-45c		GRAINSTONE DE PELLETS E INTRACLASTOS	35	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-46		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	60	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS

C-47		WACKESTONE-PACKSTONE DE PELLETS Y BIOCLASTOS	100	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-48		WACKESTONE DE BIOCLASTOS E INTRACLASTOS	400	F7: WACKESTONE-PACKSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-49		PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES	85	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
C-49'		BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS	25	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
C-50		MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS	78	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS
C-51		WACKESTONE DE PELOIDES	123	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-52		WACKESTONE-PACKSTONE DE BIOCLASTOS	60	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
C-53		GRAINSTONE DE PELLETS, INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	120	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
C-54		GRAINSTONE DE PELLETS, INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	80	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES

ANEXO 1c. Análisis petrográfico de la sección 3.

Relación del estudio petrográfico de las láminas delgadas de la Tercer sección estratigráfica de la Formación Morelos realizada a detalle.

MUES -TRAS	TEXTURAS					CLASIFICACIÓN SEGÚN DUNHAM	ESPESOR (cm)	FACIES
	Mst	Wst	Pst	Gst	Bst			
D - 1						PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES E INTRACLASTOS	35	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
D - 2						PACKSTONE-GRAINSTONE DE PELOIDES E INTRACLASTOS	35+21+15+ 34+53	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
D - 3						PACKSTONE DE PELOIDES	40+13+27+ 28	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
D - 4						PACKSTONE DE BIOCLASTOS	27+28+60	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
D - 5						WACKESTONE DE BIOCLASTOS	30	F8: MUDSTONE-WACKESTONE DE BIOCLASTOS

D - 6		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS	60	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
D - 7		GRAINSTONE DE PELOIDES	70	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
D - 8		GRAINSTONE DE BIOCLASTOS	110	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
D - 9		WACKESTONE DE BIOCLASTOS - PACKSTONE DE PELOIDES	100+87	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
D - 10		PACKSTONE DE BIOCLASTOS	240+30	F9: WACKESTONE-PACKSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS
D - 11b		PACKSTONE DE PELOIDES A GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	20+40+34+ 27+20+80+ 63	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
D - 11		BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS	20+20+10	F1: BOUNDSTONE DE ESTROMATOLITOS
D - 11c		PACKSTONE DE PELOIDES A GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	80+63	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
D - 12		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS Y BIOCLASTOS	50+20+66+ 38	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
D - 12a		PACKSTONE A GRAINSTONE DE NERINEAS Y PELOIDES	50+20+66+ 38	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
D - 13		PACKSTONE A GRAINSTONE DE NERINEAS Y PELOIDES	250	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
D - 14		PACKSTONE A GRAINSTONE DE NERINEAS Y PELOIDES	180	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
D - 15		PACKSTONE A GRAINSTONE DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	110	F10: PACKSTONE-GRAINSTONE DE BIOCLASTOS Y PELOIDES/PELLETS
D - 16		GRAINSTONE DE PELOIDES E INTRACLASTOS	35	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES
D - 17		GRAINSTONE DE INTRACLASTOS Y PELOIDES	35+25	F6: GRAINSTONE DE INTRACLASTOS, BIOCLASTOS Y PELOIDES

Anexo 2a. Mediciones de Scan Lines

SCAN LINE 1

MUESTRA C-2

ORIENTACIÓN SCAN LINE

273°, 61°

AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	SISTEMA	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
					0
002°	83°	0.075	S1	12	12.0375
		0.175	S1	2	14.1625
146°	72°	0.62	S7	1	15.56
		0.075	S7	3	18.9075
54°	77°	0.075	S2	8	26.9825
		0.33	S1	14	41.185
		0.115	S7	15	56.4075
		0.33	S7	31	87.63
		1.75	S1	4	92.67
		0.062	S1	60	153.576
9°	78°	0.4	S1	11	164.807
		0.95	S1	3	168.482
		0.265	S2	1	170.0895
		0.14	S2	26	196.292
		0.175	S1	10	206.4495
		0.14	S7	21	227.607
		0.175	S7	13	240.7645
		0.33	S7	16	257.017
		0.095	S2	18	275.2295
		0.4	S7	10	285.477
		0.062	S1	20	305.708
		0.075	S7	15	320.7765
		0.062	S7	7	327.845
		0.62	S1	4	332.186
		0.75	S1	57	389.871
		0.5	S1	9	399.496
		0.062	S7	22	421.777
		0.05	S7	7	428.833
		0.062	S2	5	433.889
		0.33	S7	22	456.085
		0.095	S7	33	489.2975

		0.5	S2	10	499.595
		0.095	S7	4	503.8925
		0.095	S7	26	529.9875
		0.075	S7	10	540.0725
345°	80°	0.75	S4	6	546.485
		0.95	S7	9	556.335
		0.4	S7	25	582.01
		0.4	S2	11	593.41
		0.075	S7	28	621.6475
		0.265	S7	58	679.8175
		0.75	S7	19	699.325
		0.62	S7	11	711.01
		0.4	S4	25	736.52
		0.215	S4	62	798.8275
		0.095	S4	6	804.9825
		1.75	S4	12	817.905
		0.215	S4	7	825.8875
		0.14	S4	22	848.065
		0.4	S4	12	860.335
					860.535

SCAN LINE 2

MUESTRA CUA-4

ORIENTACIÓN SCAN LINE 73°, 32°

AZIMU T	ECHAD O	APERTURA (mm)	SISTEM A	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
					0
190°	86°	0.33	S1	2	2.165
		0.4	S1	31	33.53
103°	63°	0.5	S6	23	56.98
		0.75	S1	34	91.605
		0.4	S6	11	103.18
		0.4	S1	13	116.58
		0.265	S1	8	124.9125
		0.4	S1	7	132.245
		0.33	S1	2	134.61
		0.095	S1	3	137.8225

		0.4	S1	31	169.07
		0.14	S1	35	204.34
15°	41°	0.115	S5	2	206.4675
		0.4	S1	4	210.725
		0.4	S1	8	219.125
		0.33	S5	1	220.49
		0.215	S1	20	240.7625
		0.4	S6	10	251.07
		0.215	S5	1	252.3775
		0.33	S1	17	269.65
		0.4	S1	10	280.015
		0.265	S1	12	292.3475
		0.33	S1	4	296.645
		0.4	S1	13	310.01
		0.175	S1	2	312.2975
		0.4	S1	27	339.585
		0.33	S1	7	346.95
		0.62	S1	26	373.425
					373.735

SCAN LINE 3

MUESTRA CUA-5

ORIENTACIÓN SCAN LINE 130°, 36°

AZIMU T	ECHAD O	APERTURA (mm)	SISTEM A	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
					0
76°	71°	1.15	S8	61	61.575
220°	88°	0.75	S2	25	87.525
292°	58°	0.5	S7	73	161.15
		0.5	S8	6	167.65
		0.75	S7	10	178.275
		1.15	S7	26	205.225
335°	62°	0.62	S4	85	291.11
		0.4	S4	9	300.62
		1.75	S8	46	347.695
		0.1265	S8	12	360.6325
		1.4	S7	73	434.3965

		0.75	S2	18	453.4715
		0.62	S2	12	466.1565
		0.175	S8	19	485.554
		0.33	S8	7	492.8065
		0.75	S8	52	545.3465
		0.95	S2	58	604.1965
		0.95	S8	47	652.1465
		2.15	S8	88	741.6965
		1.75	S8	27	770.6465
9°	50°	0.215	S5	335	1106.629
		0.215	S5	13	1119.844
		0.33	S5	5	1125.1165
		0.5	S2	57	1182.5315
				8	1190.7815

SCAN LINE 4

MUESTRA CUA-7

ORIENTACIÓN SCAN LINE 70°, 52°

AZIMU T	ECHAD O	APERTURA (mm)	SISTEM A	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
162°	83°	0.75	S4	14	14.375
		0.215	S4	80	94.8575
306°	70°	0.5	S7	40	135.215
		1.15	S4	28	164.04
		1.15	S7	30	195.19
		1.75	S4	77	273.64
		0.95	S7	37	311.99
		1.5	S7	55	368.215
		1.4	S7	75	444.665
		0.75	S7	12	457.74
200°	74°	0.115	S1	15	473.1725
		0.4	S4	30	503.43
		0.75	S7	33	537.005
		0.14	S1	70	607.45
		0.95	S4	15	622.995
		1.15	S7	32	656.045
293°	78°	0.75	S7	5	661.995

		0.95	S7	14	676.845
279°	59°	2.15	S6	92	770.395
		1.15	S6	56	828.045
		2.65	S4	52	881.945
		0.5	S6	10	893.52
		0.14	S6	7	900.84
		0.62	S6	49	950.22
		1.15	S6	38	989.105
		1.15	S4	6	996.255
		0.75	S6	47	1044.205
		1.15	S4	41	1086.155
				12	1098.73

SCAN LINE 5

MUESTRA CUA-8

ORIENTACIÓN SCAN LINE 44°, 58°

AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	SISTEMA	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
302°	68°	0.75	S7	0	0.375
		0.14	S7	14	14.82
		0.4	S7	10	25.09
		0.5	S7	10	35.54
		0.5	S7	12	48.04
		0.62	S7	7	55.6
		0.5	S7	62	118.16
		0.33	S7	12	130.575
		0.33	S7	4	134.905
		0.75	S7	33	168.445
		0.62	S7	20	189.13
		0.215	S7	18	207.5475
		0.14	S7	6	213.725
		0.265	S7	19	232.9275
		0.115	S7	5	238.1175
		0.75	S7	32	270.55
		0.215	S7	11	282.0325
		0.175	S7	22	304.2275
		0.5	S7	10	314.565

		0.175	S7	18	332.9025
		0.265	S7	22	355.1225
		0.215	S7	22	377.3625
		0.4	S7	8	385.67
				13	398.87

SCAN LINE 6

MUESTRA CUA-27

ORIENTACIÓN SCAN LINE 160°, 52°

AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	SISTEMA	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
					0
204°	55°	0.265	S5	28	28.1325
		0.215	S5	6	34.3725
345°	70°	0.075	S4	3	37.5175
		0.265	S4	3	40.6875
		0.4	S4	11	52.02
		0.175	S5	19	71.3075
		0.62	S5	76	147.705
		0.4	S4	1	149.215
		0.14	S4	118	267.485
		6	S5	14	284.555
		0.4	S5	1	288.755
		0.33	S5	2	291.12
		0.4	S5	23	314.485
		2.15	S5	6	321.76
		1.15	S5	7	330.41
		0.95	S5	23	354.46
		0.4	S5	1	356.135
		0.4	S5	2	358.535
		0.14	S5	4	362.805
		0.175	S5	2	364.9625
		0.175	S4	6	371.1375
		0.62	S4	9	380.535
		0.215	S5	34	414.9525
		0.14	S5	1	416.13
		0.265	S5	6	422.3325
		0.062	S5	4	426.496

		0.4	S5	28	454.727
		0.95	S5	4	459.402
		0.75	S5	11	471.252
		0.5	S5	13	484.877
		0.33	S5	28	513.292
		0.5	S5	3	516.707
		0.215	S5	5	522.0645
		0.14	S5	3	525.242
		0.5	S5	4	529.562
		0.75	S5	17	547.187
		0.5	S4	2	549.812
		0.14	S5	21	571.132
		0.175	S5	1	572.2895
		0.33	S5	4	576.542
		0.115	S5	2	578.7645
		0.075	S5	4	582.8595
		0.62	S5	10	593.207
		0.5	S4	33	626.767
		0.115	S5	21	648.0745
		0.095	S5	1	649.1795
		1.15	S5	8	657.802
		0.062	S5	14	672.408
		0.175	S5	2	674.5265
		0.075	S5	3	677.6515
		0.175	S5	2	679.7765
		0.5	S5	2	682.114
		0.4	S4	3	685.564
		0.175	S5	9	694.8515
		0.62	S4	7	702.249
		0.175	S5	9	711.6465
		0.175	S5	2	713.8215
		4	S5	8	723.909
		0.33	S5	9	735.074
		0.14	S5	8	743.309
		0.115	S5	12	755.4365
		0.175	S5	64	819.5815
		0.05	S5	11	830.694
		0.05	S5	2	832.744

		0.14	S4	25	857.839
				6	863.909

SCAN LINE 7

MUESTRA CUA-43

ORIENTACIÓN SCAN LINE 90°, 65°

AZIMU T	ECHAD O	APERTURA (mm)	SISTEM A	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
					0
342°	68°	0.14	S4	25	25.07
		0.062	S4	4	29.171
		0.095	S4	6	35.2495
		0.115	S4	9	44.3545
274°	71°	0.175	S6	16	60.4995
		0.75	S4	15	75.962
		0.095	S4	8	84.3845
		0.215	S4	8	92.5395
24°	55°	0.215	S5	83	175.7545
		0.265	S5	4	179.9945
		0.14	S5	46	226.197
247°	74°	0.095	S8	2	228.3145
		0.75	S4	11	239.737
		0.14	S8	25	265.182
		0.095	S8	5	270.2995
		0.075	S4	8	278.3845
		0.062	S4	20	298.453
		0.05	S8	49	347.509
		0.075	S8	13	360.5715
		0.14	S4	38	398.679
		0.115	S8	9	407.8065
		0.4	S8	7	415.064
		0.265	S4	35	450.3965
		0.095	S4	10	460.5765
		0.14	S8	1	461.694
		0.062	S8	16	477.795
		0.14	S4	4	481.896
		0.175	S8	11	493.0535
		0.5	S8	55	548.391

		0.05	S5	29	577.666
		0.115	S8	12	589.7485
		0.14	S8	8	597.876
		0.075	S8	3	600.9835
		0.115	S5	27	628.0785
		0.4	S4	21	649.336
				17	666.536

SCAN LINE 8

MUESTRA CUA-45

ORIENTACIÓN SCAN LINE 120°, 57°

AZIMU T	ECHAD O	APERTURA (mm)	SISTEM A	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
					0
20°	62°	0.33	S5	23	23.165
339°	58°	0.4	S4	39	62.53
		0.33	S4	38	100.895
255°	81°	0.265	S8	1	102.1925
		0.62	S4	36	138.635
		0.215	S4	47	186.0525
233°	74°	0.062	S2	30	216.191
		0.4	S4	25	241.422
		0.33	S4	8	249.787
		0.33	S2	29	279.117
		0.5	S4	8	287.532
		0.265	S4	7	294.9145
		0.14	S4	30	325.117
		0.215	S2	10	335.2945
		0.4	S4	4	339.602
		0.33	S2	7	346.967
132°	62°	0.115	S7	3	350.1895
		0.175	S8	4	354.3345
		0.5	S4	84	438.672
		0.4	S4	35	474.122
		0.14	S7	6	480.392
		0.75	S4	33	513.837
		0.33	S7	22	536.377
		0.33	S4	3	539.707

		0.4	S4	3	543.072
		0.62	S4	18	561.582
		0.4	S4	35	597.092
		0.062	S4	19	616.323
		0.33	S4	14	630.519
				6	636.684

SCAN LINE 9

MUESTRA CUA-46

ORIENTACIÓN SCAN LINE 90°, 65°

AZIMU T	ECHAD O	APERTURA (mm)	SISTEM A	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
					0
357°	66°	0.4	S4	40	40.2
		0.075	S4	93	133.4375
		0.175	S4	8	141.5625
		0.4	S4	90	231.85
		0.215	S4	11	243.1575
		0.5	S4	17	260.515
		0.4	S4	22	282.965
265°	71°	0.265	S6	10	293.2975
		0.4	S4	30	323.63
		0.62	S4	9	333.14
		0.4	S6	1	334.65
		0.175	S4	5	339.9375
		0.062	S4	14	354.056
		0.62	S4	12	366.397
		0.4	S4	6	372.907
		0.75	S4	8	381.482
		0.075	S4	100	481.8945
		0.5	S4	19	501.182
		0.175	S6	67	568.5195
		0.14	S4	1	569.677
		0.05	S6	20	589.772
		0.062	S4	17	606.828
		0.075	S4	6	612.8965
		1.4	S4	3	616.634
		0.095	S4	4	621.3815

		0.33	S4	21	642.594
		0.095	S4	3	645.8065
		0.265	S4	39	684.9865
		0.33	S4	9	694.284
		0.075	S4	71	765.4865
		0.095	S4	12	777.5715
		0.215	S4	11	788.7265
				5	793.834

SCAN LINE 10

MUESTRA D-3

ORIENTACIÓN SCAN LINE 90°, 65°

AZIMU T	ECHAD O	APERTURA (mm)	SISTEM A	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
					0
226°	87°	0.4	S2	5	5.2
341°	47°	0.62	S4	2	7.71
		0.62	S4	25	33.33
		0.5	S2	83	116.89
		0.62	S4	12	129.45
		0.4	S2	83	212.96
		0.5	S4	57	270.41
		0.33	S2	42	312.825
		0.265	S4	37	350.1225
		0.33	S4	51	401.42
		0.33	S2	2	403.75
		0.265	S2	33	437.0475
		0.5	S4	7	444.43
		0.33	S2	28	472.845
		0.4	S4	14	487.21
		0.33	S2	23	510.575
		0.4	S4	24	534.94
		0.33	S2	2	537.305
		0.5	S4	18	555.72
		0.62	S4	13	569.28
		0.62	S2	2	571.9
		0.33	S2	16	588.375
				7	595.54

SCAN LINE 11

MUESTRA D-10

ORIENTACIÓN SCAN LINE 90°, 65°

AZIMU T	ECHAD O	APERTURA (mm)	SISTEM A	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
					0
170°	70°	0.4	S4	26	26.2
292°	23°	0.05	S3	15	41.425
227°	65°	0.14	S2	31	72.52
		0.4	S4	69	141.79
		0.075	S3	19	161.0275
		0.075	S3	20	181.1025
		0.062	S3	60	241.171
		0.62	S4	31	272.512
		0.095	S4	21	293.8695
		0.4	S2	33	327.117
		0.33	S2	53	380.482
		0.5	S4	24	404.897
		0.062	S4	1	406.178
		0.14	S2	14	420.279
		0.62	S4	3	423.659
		0.33	S2	13	437.134
		0.33	S4	36	473.464
		0.062	S3	5	478.66
		0.33	S4	30	508.856
		0.075	S4	19	528.0585
		0.4	S4	1	529.296
		0.095	S2	45	574.5435
		0.115	S4	35	609.6485
		0.115	S4	19	628.7635
				18	646.821

SCAN LINE 12

MUESTRA A-14a

ORIENTACIÓN SCAN LINE 90°, 65°

AZIMU T	ECHAD O	APERTURA (mm)	SISTEM A	DISTANCIA (mm)	DISTANCIA ACUMULATIVA (mm)
					0
272°	46°	0.5	S6	5	5.25
		0.75	S6	7	12.875

332°	70°	0.33	S4	45	58.415
		0.215	S4	18	76.6875
281°	26°	0.14	S3	56	132.865
		0.4	S4	26	159.135
		0.33	S4	13	172.5
		0.5	S3	25	197.915
		0.4	S3	36	234.365
		0.215	S3	28	262.6725
		0.33	S3	9	271.945
		0.33	S3	18	290.275
		0.33	S3	6	296.605
		0.4	S3	2	298.97
297°	74°	0.4	S7	38	337.37
		0.5	S4	15	352.82
		1.15	S4	4	357.645
		1.4	S4	12	370.92
		0.95	S7	29	401.095
		0.62	S6	49	450.88
		0.4	S3	15	466.39
		0.33	S4	15	481.755
		0.4	S6	10	492.12
		0.265	S4	45	537.4525
		0.5	S4	50	587.835
		0.75	S4	24	612.46
		0.14	S4	14	626.905
		0.33	S4	93	720.14
		0.265	S4	23	743.4375
				4	747.57

Anexo 2b. Correcciones de los datos de Scan Lines.

SCAN LINE 1

MUESTRA CUA-2

ORIENTACIÓN SCAN LINE 273°, 61°

FAMILIA 1		$\beta = 85.33^\circ$				
AZIMUT	ECHAD O	APERTURA (mm)	DISTANCI A A. (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)	
002°	83°	0.075	12.0375	11.9975379	0.07475101	
		0.175	14.1625	14.1154833	0.17441903	
		0.33	41.185	41.0482739	0.32890447	
		1.75	92.67	92.3623539	1.74419035	
		0.062	153.576	153.066158	0.06179417	
9°	78°	0.4	164.807	164.259873	0.39867208	
		0.95	168.482	167.922673	0.94684619	
		0.175	206.4495	205.764129	0.17441903	
		0.062	305.708	304.69311	0.06179417	
		0.62	332.186	331.083208	0.61794172	
		0.75	389.871	388.576705	0.74751015	
		0.5	399.496	398.169752	0.4983401	
FAMILIA 2		$\alpha =$ $\beta = 56.41^\circ$				
AZIMUT	ECHAD O	APERTURA (mm)	DISTANCI A A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
54°	77°	0.075	26.9825	20.0517601	16.7034708	0.06247633
		0.265	170.0895	126.400217	105.293616	0.22074969
		0.14	196.292	145.872328	121.514229	0.11662248
		0.095	275.2295	204.533898	170.380354	0.07913668
		0.062	433.889	322.440031	268.598248	0.0516471
		0.5	499.595	371.268751	309.273436	0.41650884
		0.4	593.41	440.986378	367.349452	0.33320707
FAMILIA 7C		$\alpha = 61^\circ$ $\beta = 55.91^\circ$				
AZIMUT	ECHAD O	APERTURA (mm)	DISTANCI A A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)

146°	72°	0.62	15.56	13.6090826	11.2704457	0.51345682
		0.075	18.9075	16.5368721	13.6951126	0.06211171
		0.115	56.4075	45.0490325	37.3076339	0.09523796
		0.33	87.63	69.9844297	57.9580368	0.27329153
		0.14	227.607	181.775033	150.538113	0.11594186
		0.175	240.7645	192.283079	159.240417	0.14492733
		0.33	257.017	205.262903	169.989738	0.27329153
		0.4	285.477	227.99207	188.813037	0.33126247
		0.075	320.7765	256.183504	212.159947	0.06211171
		0.062	327.845	261.828659	216.835017	0.05134568
		0.062	421.777	336.84609	278.961165	0.05134568
		0.05	428.833	342.481262	283.627967	0.04140781
		0.33	456.085	364.245677	301.652302	0.27329153
		0.095	489.2975	390.770358	323.618881	0.07867484
		0.095	503.8925	402.426444	333.271939	0.07867484
		0.095	529.9875	423.266837	350.53104	0.07867484
		0.075	540.0725	431.321077	357.201208	0.06211171
		0.95	556.335	444.308886	367.957142	0.78674835
		0.4	582.01	464.813853	384.938457	0.33126247
		0.075	621.6475	496.469768	411.154498	0.06211171
		0.265	679.8175	542.926396	449.627841	0.21946138
		0.75	699.325	558.505778	462.530002	0.62111712
		0.62	711.01	567.837834	470.258402	0.51345682
FAMILIA 4				$\alpha = 72^\circ$	$\beta = 88^\circ$	
AZIMUT	ECHAD O	APERTURA (mm)	DISTANCI A A. (mm)	DIST.1	DIST. REAL	APERTURA R.
345°	80°	0.75	546.485	519.738617	519.422011	0.74954313
		0.4	736.52	700.472814	700.046111	0.39975633
		0.215	798.8275	759.730825	759.268024	0.21486903
		0.095	804.9825	765.584583	765.118217	0.09494213
		1.75	817.905	777.874623	777.400769	1.74893396
		0.215	825.8875	785.466439	784.987961	0.21486903
		0.14	848.065	806.558515	806.067188	0.13991472
		0.4	860.335	818.227989	817.729554	0.39975633

SCAN LINE 2

MUESTRA CUA-4

ORIENTACIÓN SCAN LINE 73°, 32°

FAMILIA 1C			$\alpha = 90^\circ$ $\beta = 65.1^\circ$			
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
190°	86°	0.33	2.165	2.165	1.96375089	0.29932462
		0.4	33.53	33.53	30.4131951	0.36281772
		0.75	91.605	91.605	83.0897923	0.68028322
		0.4	116.58	116.58	105.743223	0.36281772
		0.265	124.9125	124.9125	113.30117	0.24036674
		0.4	132.245	132.245	119.952072	0.36281772
		0.33	134.61	134.61	122.097232	0.29932462
		0.095	137.8225	137.8225	125.011112	0.08616921
		0.4	169.07	169.07	153.353978	0.36281772
		0.14	204.34	204.34	185.34543	0.1269862
		0.4	210.725	210.725	191.136908	0.36281772
		0.4	219.125	219.125	198.75608	0.36281772
		0.215	240.7625	240.7625	218.382251	0.19501452
		0.33	269.65	269.65	244.584493	0.29932462
		0.4	280.015	280.015	253.986007	0.36281772
		0.265	292.3475	292.3475	265.172131	0.24036674
		0.33	296.645	296.645	269.070154	0.29932462
		0.4	310.01	310.01	281.192801	0.36281772
		0.175	312.2975	312.2975	283.267664	0.15873275
		0.4	339.585	339.585	308.018636	0.36281772
		0.33	346.95	346.95	314.699017	0.29932462
		0.62	373.425	373.425	338.713014	0.56236746
FAMILIA 6			$\alpha = 44^\circ$ $\beta = 65.56^\circ$			
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
103°	63°	0.5	56.98	39.5816339	36.0349231	0.45519752
		0.4	103.18	51.59	46.96728	0.36415802
		0.4	251.07	125.535	114.286441	0.36415802
FAMILIA 5			$\alpha = 36^\circ$ $\beta = 83.97^\circ$			
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)

15°	41°	0.115	206.4675	121.358552	120.687078	0.11436371
		0.33	220.49	129.60077	128.883693	0.32817412
		0.215	252.3775	148.343773	147.522991	0.21381041

SCAN LINE 3

MUESTRA CUA-5 ORIENTACIÓN SCAN LINE 130°, 36°

FAMILIA 8				$\alpha = 54^\circ$	$\beta = 75.3^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
76°	71°	1.15	61.575	49.8152214	48.1846573	1.11235792
		0.5	167.65	135.631699	131.192169	0.48363388
		1.75	347.695	281.291164	272.083872	1.69271857
		0.1265	360.63325	291.758428	282.208519	0.12235937
		0.175	485.554	392.821438	379.963509	0.16927186
		0.33	492.8065	398.688833	385.638852	0.31919836
		0.75	545.3465	441.194586	426.753296	0.72545081
		0.95	652.1465	527.597601	510.328146	0.91890437
		2.15	741.6965	600.045073	580.404249	2.07962567
		1.75	770.6465	623.466115	603.058668	1.69271857
FAMILIA 2C				$\alpha = 90^\circ$	$\beta = 88.82^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
220°	88°	0.75	87.525	87.525	87.5064388	0.74984095
		0.75	453.4715	453.4715	453.375334	0.74984095
		0.62	466.1565	466.1565	466.057644	0.61986852
		0.95	604.1965	604.1965	604.06837	0.94979854
		0.5	1182.5315	1182.5315	1182.28072	0.49989397
			1190.7815	1190.7815	1094.77429	
FAMILIA 7				$\alpha = 18^\circ$	$\beta = 15.42^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
292°	58°	0.5	161.15	49.7980886	13.240945	0.13294632
		0.75	178.275	55.0900047	14.6480265	0.19941948

		1.15	205.225	63.4180127	16.8623824	0.30577653
		1.4	434.3965	134.235901	35.6923373	0.37224969
FAMILIA 4				$\alpha = 65^\circ$	$\beta = 22.58^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
335°	62°	0.62	291.11	263.83526	101.305626	0.23806328
		0.4	300.62	272.454247	104.615085	0.15358922
FAMILIA 5				$\alpha = 59^\circ$	$\beta = 45.81^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
9°	50°	0.215	1106.29	948.275613	679.94422	0.15416194
		0.215	1119.844	959.893659	688.274734	0.15416194
		0.33	1125.1165	964.413073	691.5153	0.23662065

SCAN LINE 4

MUESTRA CUA-7

ORIENTACIÓN SCAN LINE 70°, 52°

FAMILIA 4C				$\alpha = 92^\circ$	$\beta = 82.03^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
162°	83°	0.75	14.375	14.3662431	14.2274768	0.7427556
		0.215	94.8575	94.7997154	93.8840263	0.21292327
		1.15	164.04	163.940071	162.356542	1.13889192
		1.75	273.64	273.473306	270.831774	1.73309641
		0.4	503.43	503.123324	498.263557	0.39613632
		0.95	622.995	622.615488	616.601523	0.94082376
		2.65	881.945	881.407743	872.894053	2.62440313
		1.15	996.255	995.648108	986.030948	1.13889192
		1.15	1086.155	1085.49334	1075.00835	1.13889192
FAMILIA 1C				$\alpha = 65^\circ$	$\beta = 52.18^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA	DISTANCIA	DIST.1	DIST. REAL	APERTURA R.

		(mm)	A. (mm)	(mm)	(mm)	(mm)
200°	74°	0.115	473.1725	428.839921	338.758245	0.09084322
		0.14	607.45	550.536665	434.891495	0.11059174
FAMILIA 6C				$\alpha = 45^\circ$	$\beta = 38.88^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
279°	59°	2.15	770.395	544.751529	341.935829	1.34953643
		1.15	828.045	585.516235	367.523482	0.72184507
		0.5	893.52	631.814051	396.584222	0.31384568
		0.14	900.84	636.990073	399.833166	0.08787679
		0.62	950.22	671.907006	421.750223	0.38916864
		1.15	989.105	699.402853	439.009129	0.72184507
		0.75	1044.205	738.364436	463.464978	0.47076852
FAMILIA 7				$\alpha = 56^\circ$	$\beta = 54.03^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
306°	70°	0.5	135.215	112.098315	90.7239295	0.40466232
		1.15	195.19	161.819844	130.964788	0.93072334
		0.95	311.99	258.651432	209.332979	0.76885841
		1.5	368.215	305.26407	247.057736	1.21398697
		1.4	444.665	368.643992	298.352669	1.13305451
		0.75	457.74	379.483658	307.125478	0.60699349
		0.75	537.005	445.197322	360.309165	0.60699349
		1.15	656.045	543.885954	440.180308	0.93072334
293°	78°	0.75	661.995	548.818728	444.172523	0.60699349
		0.95	676.845	561.129936	454.136287	0.76885841

SCAN LINE 5

MUESTRA CUA-8

ORIENTACIÓN SCAN LINE 44°, 58°

FAMILIA 7				$\alpha = 90^\circ$	$\beta = 65.18^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A.	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)

			(mm)			
302°	68°	0.75	0.375	0.375	0.34036163	0.68072326
		0.14	14.82	14.82	13.4510915	0.12706834
		0.4	25.09	25.09	22.772462	0.3630524
		0.5	35.54	35.54	32.257206	0.4538155
		0.5	48.04	48.04	43.6025936	0.4538155
		0.62	55.6	55.6	50.464284	0.56273122
		0.5	118.16	118.16	107.24568	0.4538155
		0.33	130.575	130.575	118.513919	0.29951823
		0.33	134.905	134.905	122.443961	0.29951823
		0.75	168.445	168.445	152.885905	0.68072326
		0.62	189.13	189.13	171.660252	0.56273122
		0.215	207.5475	207.5475	188.376546	0.19514067
		0.14	213.725	213.725	193.983437	0.12706834
		0.265	232.9275	232.9275	211.412221	0.24052222
		0.115	238.1175	238.1175	216.122826	0.10437757
		0.75	270.55	270.55	245.559569	0.68072326
		0.215	282.0325	282.0325	255.981442	0.19514067
		0.175	304.2275	304.2275	276.126312	0.15883543
		0.5	314.565	314.565	285.508948	0.4538155
		0.175	332.9025	332.9025	302.152631	0.15883543
		0.265	355.1225	355.1225	322.320192	0.24052222
		0.215	377.3625	377.3625	342.505906	0.19514067
		0.4	385.67	385.67	350.04605	0.3630524
			398.87	398.87	362.02678	

SCAN LINE 6

MUESTRA CUA-27

ORIENTACIÓN SCAN LINE 160°, 52°

FAMILIA 4				$\alpha = 50^\circ$	$\beta = 34.21^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
345°	70°	0.075	37.5175	28.74007239	16.1584654	0.04216708
		0.265	40.6875	31.16843328	17.5237572	0.14899035
		0.4	52.02	39.84963193	22.4045678	0.22489109
		0.4	149.215	114.3053216	64.2656206	0.22489109

		0.14	267.485	204.9053979	115.203495	0.07871188
		0.175	371.1375	284.3078195	159.845738	0.09838985
		0.62	380.535	291.5067222	163.89316	0.34858119
		0.5	549.812	421.1804274	236.799312	0.28111386
		0.5	626.767	480.1313775	269.943171	0.28111386
		0.4	685.564	525.1724926	295.266534	0.22489109
		0.62	702.249	537.9539441	302.452621	0.34858119
		0.14	857.839	657.142799	369.463899	0.07871188
FAMILIA 5C				$\alpha = 90^\circ$	$\beta = 83.24^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
204°	55°	0.265	28.1325	28.1325	27.9369208	0.2631577
		0.215	34.3725	34.3725	34.1335399	0.2135053
		0.175	71.3075	71.3075	70.8117651	0.17378339
		0.62	147.705	147.705	146.678144	0.61568972
		6	284.555	284.555	282.576753	5.95828757
		0.4	288.755	288.755	286.747554	0.39721917
		0.33	291.12	291.12	289.096113	0.32770582
		0.4	314.485	314.485	312.298678	0.39721917
		2.15	321.76	321.76	319.523101	2.13505304
		1.15	330.41	330.41	328.112966	1.14200512
		0.95	354.46	354.46	351.995768	0.94339553
		0.4	356.135	356.135	353.659124	0.39721917
		0.4	358.535	358.535	356.042439	0.39721917
		0.14	362.805	362.805	360.282753	0.13902671
		0.175	364.9625	364.9625	362.425254	0.17378339
		0.215	414.9525	414.9525	412.06772	0.2135053
		0.14	416.13	416.13	413.237034	0.13902671
		0.265	422.3325	422.3325	419.396414	0.2631577
		0.062	426.496	426.496	423.530969	0.06156897
		0.4	454.727	454.727	451.565705	0.39721917
		0.95	459.402	459.402	456.208204	0.94339553
		0.75	471.252	471.252	467.975822	0.74478595
		0.5	484.877	484.877	481.5061	0.49652396
		0.33	513.292	513.292	509.723557	0.32770582

		0.5	516.707	516.707	513.114816	0.49652396
		0.215	522.0645	522.0645	518.43507	0.2135053
		0.14	525.242	525.242	521.59048	0.13902671
		0.5	529.562	529.562	525.880447	0.49652396
		0.75	547.187	547.187	543.382916	0.74478595
		0.14	571.132	571.132	567.161449	0.13902671
		0.175	572.2895	572.2895	568.310902	0.17378339
		0.33	576.542	576.542	572.533838	0.32770582
		0.115	578.7645	578.7645	574.740887	0.11420051
		0.075	582.8595	582.8595	578.807419	0.07447859
		0.62	593.207	593.207	589.082982	0.61568972
		0.115	648.0745	648.0745	643.569039	0.11420051
		0.095	649.1795	649.1795	644.666357	0.09433955
		1.15	657.802	657.802	653.228913	1.14200512
		0.062	672.408	672.408	667.733371	0.06156897
		0.175	674.5265	674.5265	669.837143	0.17378339
		0.075	677.6515	677.6515	672.940418	0.07447859
		0.175	679.7765	679.7765	675.050645	0.17378339
		0.5	682.114	682.114	677.371894	0.49652396
		0.175	694.8515	694.8515	690.020842	0.17378339
		0.175	711.6465	711.6465	706.699082	0.17378339
		0.175	713.8215	713.8215	708.858961	0.17378339
		4	723.909	723.909	718.876332	3.97219171
		0.33	735.074	735.074	729.963712	0.32770582
		0.14	743.309	743.309	738.141462	0.13902671
		0.115	755.4365	755.4365	750.184651	0.11420051
		0.175	819.5815	819.5815	813.88371	0.17378339
		0.05	830.694	830.694	824.918955	0.0496524
		0.05	832.744	832.744	826.954703	0.0496524

SCAN LINE 7

MUESTRA CUA-43

ORIENTACIÓN SCAN LINE 90°, 65°

FAMILIA 4				$\alpha = 90^\circ$	$\beta = 62.57^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A.	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)

			(mm)			
342°	68°	0.14	25.07	25.07	22.2514878	0.1242604
		0.062	29.171	29.171	25.89143	0.05502961
		0.095	35.2495	35.2495	31.2865504	0.08431956
		0.115	44.3545	44.3545	39.3679144	0.10207104
		0.75	75.962	75.962	67.4219192	0.66568073
		0.095	84.3845	84.3845	74.8975138	0.08431956
		0.215	92.5395	92.5395	82.1356822	0.19082848
		0.75	239.737	239.737	212.784401	0.66568073
		0.075	278.3845	278.3845	247.086929	0.06656807
		0.062	298.453	298.453	264.899214	0.05502961
		0.14	398.679	398.679	353.857236	0.1242604
		0.265	450.3965	450.3965	399.76036	0.23520719
		0.095	460.5765	460.5765	408.795866	0.08431956
		0.14	481.896	481.896	427.718507	0.1242604
		0.4	649.336	649.336	576.333948	0.35502972
FAMILIA 5				$\alpha = 71^\circ$	$\beta = 67.73^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
24°	55°	0.215	175.7545	166.179144	153.783555	0.19896278
		0.265	179.9945	170.188143	157.493516	0.24523319
		0.14	226.197	213.873465	197.920274	0.12955716
		0.05	577.666	546.193933	505.452385	0.04627041
		0.115	628.0785	593.859889	549.562855	0.10642195
FAMILIA 6C				$\alpha = 4^\circ$	$\beta = 46.08^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
274°	71°	0.175	60.4995	4.22023178	2.3727313	0.09838985
FAMILIA 8C				$\alpha = 68^\circ$	$\beta = 51.41^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
247°	74°	0.095	228.3145	211.689518	165.46274	0.07425479

		0.14	265.182	245.872469	192.181138	0.10942811
		0.095	270.2995	250.617332	195.889862	0.07425479
		0.05	347.509	322.204734	251.844676	0.03908147
		0.075	360.5715	334.316073	261.311254	0.0586222
		0.115	407.8065	378.111603	295.543125	0.08988738
		0.4	415.064	384.840639	300.802738	0.31265174
		0.14	461.694	428.075223	334.596157	0.10942811
		0.062	477.795	443.00381	346.264779	0.04846102
		0.175	493.0535	457.151245	357.322829	0.13678514
		0.5	548.391	508.459281	397.426696	0.39081467
		0.115	589.7485	546.805287	427.39906	0.08988738
		0.14	597.876	554.340974	433.289174	0.10942811
		0.075	600.9835	557.222198	435.541223	0.0586222

SCAN LINE 8

MUESTRA CUA-45

ORIENTACIÓN SCAN LINE 120°, 57°

FAMILIA 4				$\alpha = 90^\circ$	$\beta = 36.55^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
339°	58°	0.4	62.53	62.53	37.2381193	0.23820962
		0.33	100.895	100.895	60.0853998	0.19652294
		0.62	138.635	138.635	82.5604777	0.36922492
		0.215	186.0525	186.0525	110.79874	0.12803767
		0.4	241.422	241.422	143.772609	0.23820962
		0.33	249.787	249.787	148.754168	0.19652294
		0.5	287.532	287.532	171.232223	0.29776203
		0.265	294.9145	294.9145	175.62868	0.15781388
		0.14	325.117	325.117	193.614995	0.08337337
		0.4	339.602	339.602	202.241161	0.23820962
		0.5	438.672	438.672	261.239729	0.29776203
		0.4	474.122	474.122	282.351057	0.23820962
		0.75	513.837	513.837	306.002295	0.44664304
		0.33	539.707	539.707	321.408503	0.19652294
		0.4	543.072	543.072	323.412441	0.23820962
		0.62	561.582	561.582	334.435591	0.36922492

		0.4	597.092	597.092	355.582651	0.23820962
		0.062	616.323	616.323	367.035174	0.03692249
		0.33	630.519	630.519	375.489233	0.19652294
			636.684	636.684	379.160639	
FAMILIA 8C				$\alpha = 65^\circ$	$\beta = 59.23^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
255°	81°	0.265	102.1925	92.6178585	79.5798466	0.22769539
		0.175	354.3345	321.136117	275.929106	0.15036488
FAMILIA 7C				$\alpha = 12^\circ$	$\beta = 30.22^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
132°	62°	0.115	350.1895	286.858445	144.382053	0.05788198
		0.14	480.392	393.514089	198.064143	0.07046502
		0.33	536.377	439.374316	221.146586	0.16609613
FAMILIA 2C				$\alpha = 67^\circ$	$\beta = 64.17^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
233°	74°	0.062	216.191	199.004865	179.12244	0.05580563
		0.33	279.117	256.928553	231.259017	0.29702995
		0.215	335.2945	308.640215	277.804206	0.19351951
		0.33	346.967	319.384807	287.475315	0.29702995
FAMILIA 5				$\alpha = 80^\circ$	$\beta = 61.49^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
20°	62°	0.33	23	22.8130716	20.0466175	0.28998216

SCAN LINE 9

MUESTRA CUA-46

ORIENTACIÓN SCAN LINE 90°, 65°

FAMILIA 4				$\alpha = 90^\circ$	$\beta = 56.42^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
357°	66°	0.4	40.2	40.2	33.4911973	0.33324574
		0.075	133.4375	133.4375	111.168697	0.06248358
		0.175	141.5625	141.5625	117.937752	0.14579501
		0.4	231.85	231.85	193.157564	0.33324574
		0.215	243.1575	243.1575	202.578005	0.17911959
		0.5	260.515	260.515	217.038788	0.41655718
		0.4	282.965	282.965	235.742205	0.33324574
		0.4	323.63	323.63	269.6208	0.33324574
		0.62	333.14	333.14	277.543718	0.5165309
		0.175	339.9375	339.9375	283.206813	0.14579501
		0.062	354.056	354.056	294.969138	0.05165309
		0.62	366.397	366.397	305.250602	0.5165309
		0.4	372.907	372.907	310.674177	0.33324574
		0.75	381.482	381.482	317.818132	0.62483577
		0.075	481.8945	481.8945	401.473228	0.06248358
		0.5	501.182	501.182	417.541921	0.41655718
		0.14	569.677	569.677	474.606089	0.11663601
		0.062	606.828	606.828	505.557121	0.05165309
		0.075	612.8965	612.8965	510.612875	0.06248358
		1.4	616.634	616.634	513.72664	1.1663601
		0.095	621.3815	621.3815	517.681851	0.07914586
		0.33	642.594	642.594	535.354289	0.27492774
		0.095	645.8065	645.8065	538.030669	0.07914586
		0.265	684.9865	684.9865	570.67209	0.22077531
		0.33	694.284	694.284	578.41797	0.27492774
		0.075	765.4865	765.4865	637.737796	0.06248358
		0.095	777.5715	777.5715	647.805983	0.07914586
		0.215	788.7265	788.7265	657.099373	0.17911959
			793.834	793.834	661.354505	

FAMILIA 6C				$\alpha = 55^\circ$	$\beta = 42.18^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
265°	71°	0.265	293.2975	240.255247	161.322259	0.17793742
		0.4	334.65	274.129232	184.067351	0.26858478
		0.175	568.5195	465.703911	312.70246	0.11750584
		0.05	589.772	483.112939	324.391961	0.0335731

SCAN LINE 10

MUESTRA D-3

ORIENTACIÓN SCAN LINE 90°, 65°

FAMILIA 2C				$\alpha = 62^\circ$	$\beta = 75.78^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
226°	87°	0.4	5.2	4.59132748	4.45064766	0.38774386
		0.5	116.89	103.207744	100.045424	0.48467983
		0.4	212.96	188.032519	182.27114	0.38774386
		0.33	312.825	276.208081	267.744972	0.31988869
		0.33	403.75	356.490091	345.567114	0.31988869
		0.265	437.0475	385.890038	374.066237	0.25688031
		0.33	472.845	417.497355	404.705095	0.31988869
		0.33	510.575	450.810967	436.997967	0.31988869
		0.33	537.305	474.412156	459.876008	0.31988869
		0.62	571.9	504.957728	489.485653	0.60100299
		0.33	588.375	519.50429	503.586503	0.31988869
			595.54	525.830609	509.718982	
FAMILIA 4				$\alpha = 53^\circ$	$\beta = 36.48^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
341°	47°	0.62	7.71	6.15747978	3.66088128	0.36861613
		0.62	33.33	26.6185215	15.8258331	0.36861613
		0.62	129.45	103.383367	61.4657693	0.36861613

		0.5	270.41	215.959028	128.396745	0.29727108
		0.265	350.1225	279.620261	166.246032	0.15755367
		0.33	401.42	320.588266	190.603238	0.19619891
		0.5	444.43	354.93758	211.025352	0.29727108
		0.4	487.21	389.103207	231.338258	0.23781686
		0.4	534.94	427.22208	254.001534	0.23781686
		0.5	555.72	443.817726	263.868345	0.29727108
		0.62	569.28	454.647223	270.306938	0.36861613

SCAN LINE 11

MUESTRA D-10

ORIENTACIÓN SCAN LINE 90°, 65°

FAMILIA 2C				$\alpha = 60^\circ$	$\beta = 87.82^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
227°	65°	0.14	72.52	62.8041623	62.7587081	0.13989868
		0.4	327.117	283.291632	283.086601	0.3997105
		0.33	380.482	329.507078	329.268599	0.32976116
		0.14	420.279	363.972291	363.708868	0.13989868
		0.33	437.134	378.569149	378.295161	0.32976116
		0.095	574.5435	497.569267	497.209154	0.09493124
FAMILIA 3				$\alpha = 40^\circ$	$\beta = 50.8^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
292°	23°	0.05	41.425	26.6274767	20.6348163	0.03874722
		0.075	161.0275	103.506482	80.2117776	0.05812084
		0.075	181.1025	116.410443	90.2116313	0.05812084
		0.062	241.171	155.021731	120.133236	0.04804656
		0.062	478.66	307.676717	238.432376	0.04804656
FAMILIA 4C				$\alpha = 98^\circ$	$\beta = 68.74^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A.	DIST.1	DIST. REAL	APERTURA R.

			(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
170°	70°	0.4	26.2	25.9450234	24.1793244	0.37277784
		0.4	141.79	140.410109	130.854443	0.37277784
		0.62	272.512	269.859932	251.494506	0.57780565
		0.095	293.8695	291.009582	271.204808	0.08853474
		0.5	404.897	400.95657	373.66931	0.4659723
		0.062	406.178	402.225104	374.851512	0.05778057
		0.62	423.659	419.53598	390.98429	0.57780565
		0.33	473.464	468.856281	436.948078	0.30754172
		0.33	508.856	503.903848	469.610469	0.30754172
		0.075	528.0585	522.919471	487.331976	0.06989584
		0.4	529.296	524.144928	488.474034	0.37277784
		0.115	609.6485	603.715443	562.629345	0.10717363
		0.115	628.7635	622.644417	580.270101	0.10717363
			646.821	640.526182	596.934915	

SCAN LINE 12

MUESTRA A-14a

ORIENTACIÓN SCAN LINE

90°, 65°

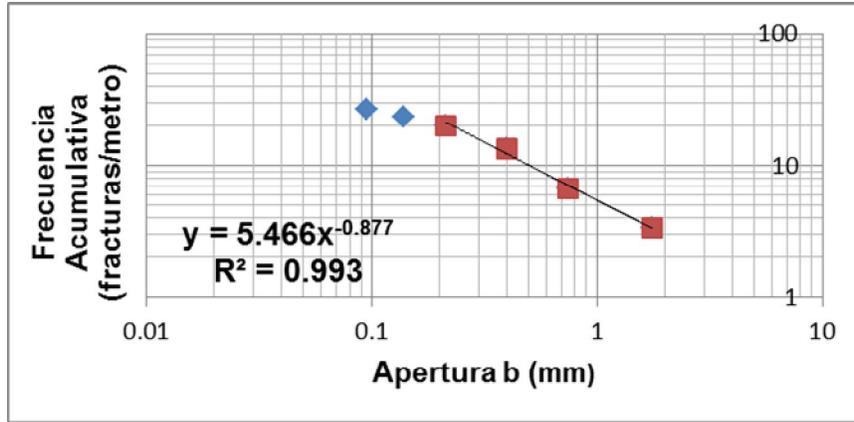
FAMILIA 3				$\alpha = 54^\circ$	$\beta = 44.47^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
281°	26°	0.14	132.865	107.490043	75.3006137	0.098075
		0.5	197.915	160.116598	112.167395	0.35026786
		0.4	234.365	189.605268	132.825261	0.28021428
		0.215	262.6725	212.506516	148.868404	0.15061518
		0.33	271.945	220.008127	154.123549	0.23117678
		0.33	290.275	234.837408	164.511991	0.23117678
		0.33	296.605	239.958486	168.099488	0.23117678
		0.4	298.97	241.871811	169.439841	0.28021428
		0.4	466.39	377.317436	264.324338	0.28021428
FAMILIA 4				$\alpha = 90^\circ$	$\beta = 81.84^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA	DISTANCIA	DIST.1	DIST. REAL	APERTURA R.

		(mm)	A. (mm)	(mm)	(mm)	(mm)
332°	70°	0.33	58.415	58.415	57.823581	0.32665894
		0.215	76.6875	76.6875	75.9110823	0.21282325
		0.4	159.135	159.135	157.523848	0.39595023
		0.33	172.5	172.5	170.753535	0.32665894
		0.5	352.82	352.82	349.247896	0.49493778
		1.15	357.645	357.645	354.024046	1.1383569
		1.4	370.92	370.92	367.164644	1.38582579
		0.33	481.755	481.755	476.877502	0.32665894
		0.265	537.4525	537.4525	532.011096	0.26231702
		0.5	587.835	587.835	581.883502	0.49493778
		0.75	612.46	612.46	606.259188	0.74240667
		0.14	626.905	626.905	620.55794	0.13858258
		0.33	720.14	720.14	712.848988	0.32665894
		0.265	743.4375	743.4375	735.910614	0.26231702
			747.57	747.57	740.001275	
FAMILIA 6C				$\alpha = 62^\circ$	$\beta = 44.29^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
272°	46°	0.5	5.25	4.63547486	3.23690742	0.34914518
		0.75	12.875	11.3679503	7.93813011	0.52371777
		0.62	450.88	398.103411	277.991775	0.43294002
		0.4	492.12	434.516169	303.418454	0.27931615
FAMILIA 7				$\alpha = 93^\circ$	$\beta = 77.18^\circ$	
AZIMUT	ECHADO	APERTURA (mm)	DISTANCIA A. (mm)	DIST.1 (mm)	DIST. REAL (mm)	APERTURA R. (mm)
297°	74°	0.4	337.37	336.907646	328.509199	0.39002878
		0.95	401.095	400.545313	390.560504	0.92631836

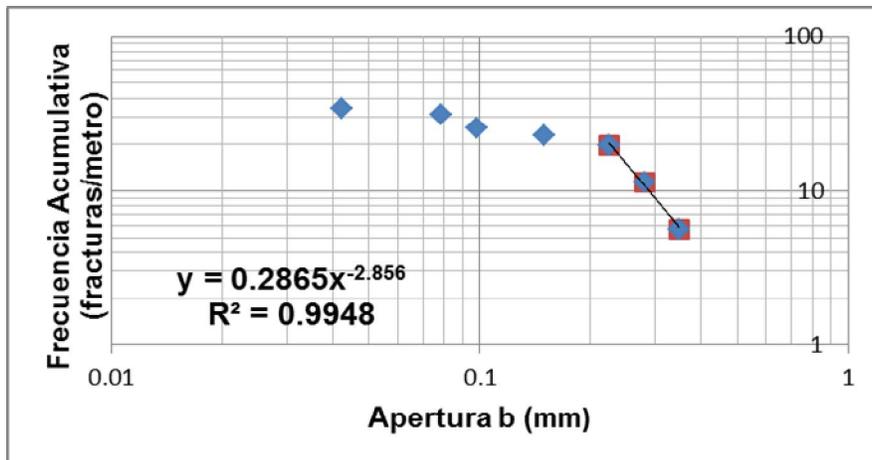
Anexo 2c. Gráficas de frecuencia acumulativa vs apertura.

Sistema 4

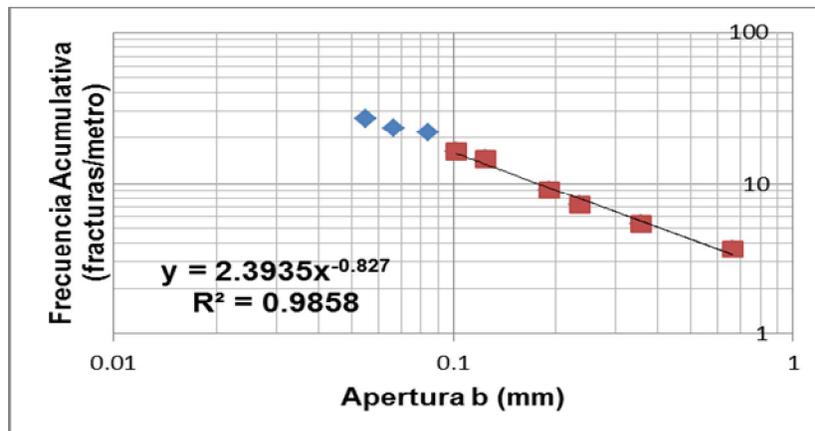
Scan line 1



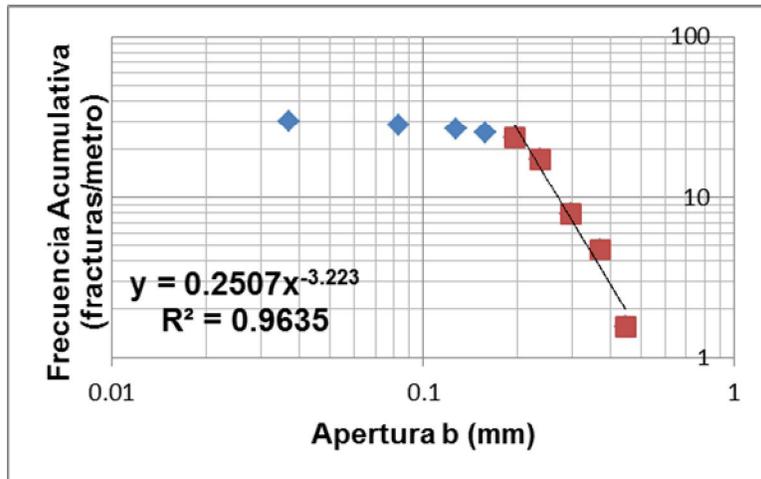
Scan line 6



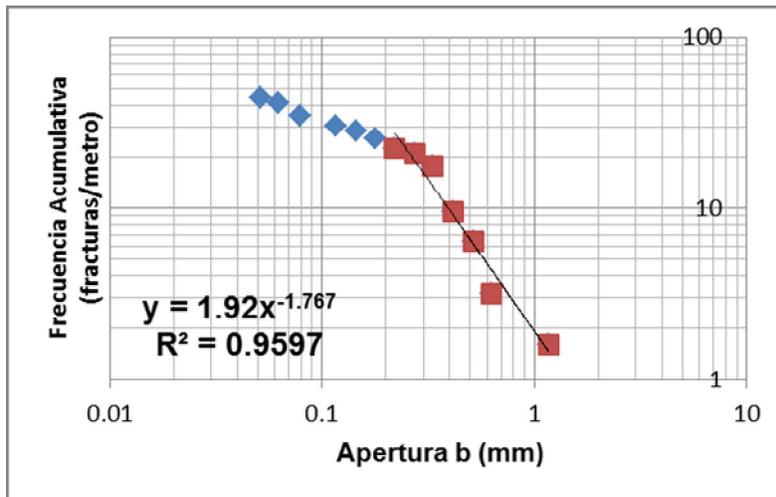
Scan line 7



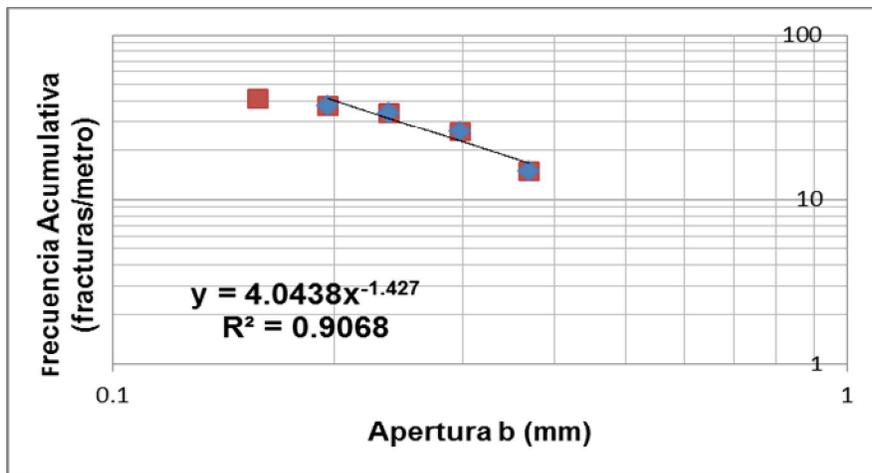
Scan line 8



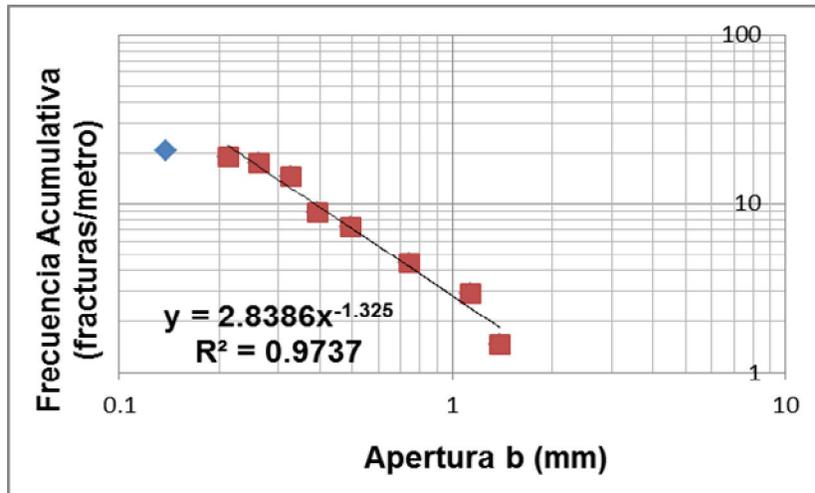
Scan line 9



Scan line 10

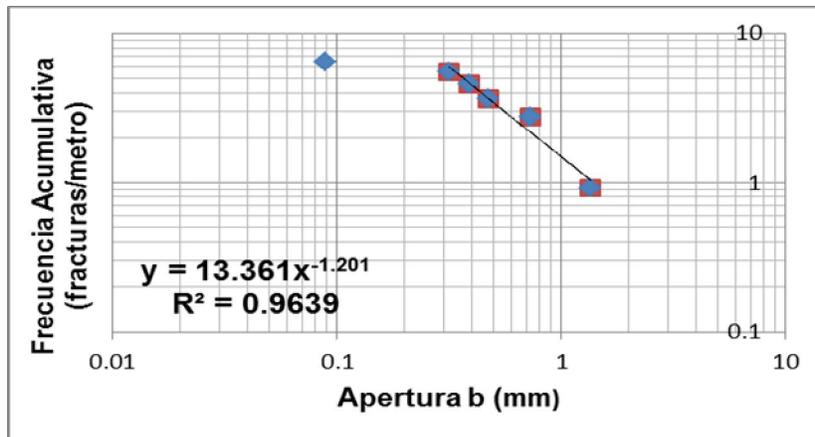


Scan line 12

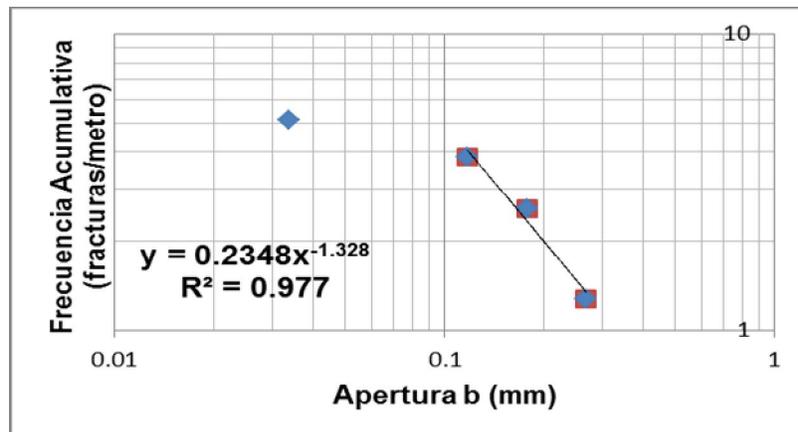


Sistema 6C

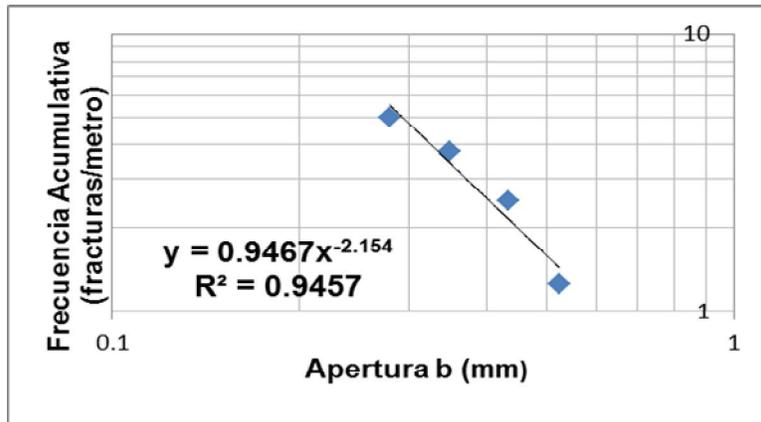
Scan line 4



Scan line 9

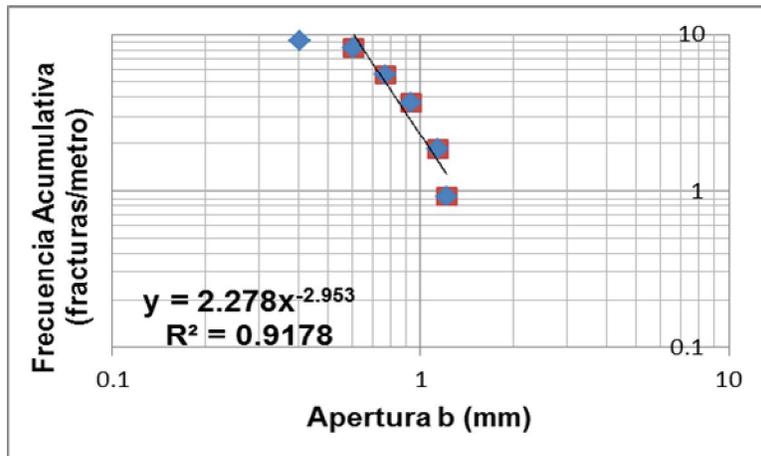


Scan line 12

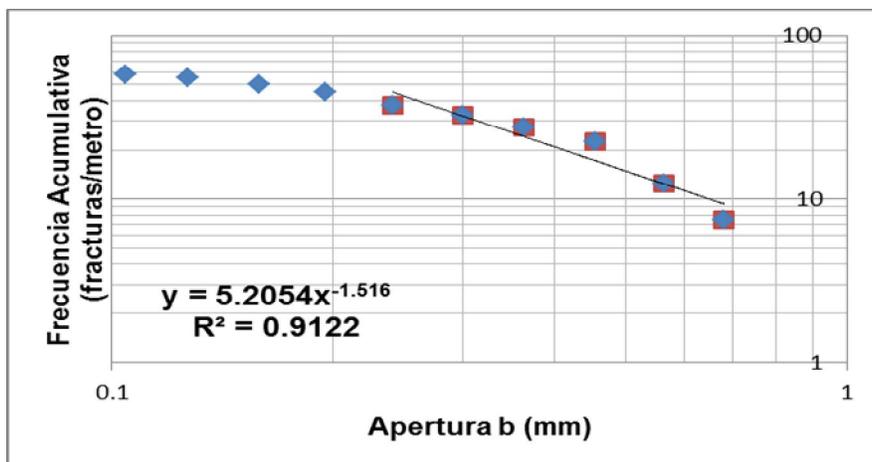


Sistema 7

Scan line 4



Scan line 5



Anexo 3. Mediciones del espectrómetro de rayos gamma en el Anticlinal Cuachi.

Medición	Pto. de muestra	Exposición (s)	K %	U ppm	Th ppm	K*10.64	U*6.69	Th*2.54	API TOTAL
1	Evaluación	58.596	0.27389	0	1.32846	2.9141896	0	3.3742884	6.288478
2	Evaluación	58.608	0.17966	0	0.68406	1.9115824	0	1.7375124	3.6490948
3	Evaluación	58.628	0.25935	0	1.09896	2.759484	0	2.7913584	5.5508424
4	Evaluación	58.64	0.20778	0	0.92914	2.2107792	0	2.3600156	4.5707948
5	Evaluación	58.6	0.12854	0.26487	0.50468	1.3676656	1.7719803	1.2818872	4.4215331
6	CUA-2	58.516	0.14998	0.1777	0.02703	1.5957872	1.188813	0.0686562	2.8532564
7	CUA-2	58.492	0.05613	0.13927	0.38364	0.5972232	0.9317163	0.9744456	2.5033851
8	CUA-2	58.556	0.15058	0	0.79586	1.6021712	0	2.0214844	3.6236556
9	CUA-2	58.508	0.11858	0	1.31481	1.2616912	0	3.3396174	4.6013086
10	CUA-2	58.516	0.1442	0	1.06237	1.534288	0	2.6984198	4.2327078
11	CUA-2	58.528	0.0279	0	0	0.296856	0	0	0.296856
12	CUA-2	58.544	0.02527	0	0.63892	0.2688728	0	1.6228568	1.8917296
13	CUA-2	58.5	0	0	0.41184	0	0	1.0460736	1.0460736
14	CUA-2	58.516	0.03101	0	0.39904	0.3299464	0	1.0135616	1.343508
15	CUA-2	58.564	0.04744	0	0	0.5047616	0	0	0.5047616
16	CUA-3Y4	58.52	0.24028	0	0.0978	2.5565792	0	0.248412	2.8049912
17	CUA-3Y4	58.516	0.33362	0	0.98918	3.5497168	0	2.5125172	6.062234
18	CUA-3Y4	58.48	0.24802	0	0.93018	2.6389328	0	2.3626572	5.00159
19	CUA-3Y4	58.484	0.27548	0	1.09082	2.9311072	0	2.7706828	5.70179
20	CUA-3Y4	58.512	0.26608	0.15408	0.17275	2.8310912	1.0307952	0.438785	4.3006714
21	CUA-4	58.524	0.24194	0	0	2.5742416	0	0	2.5742416
22	CUA-4	58.48	0.2019	0.09462	0.41387	2.148216	0.6330078	1.0512298	3.8324536
23	CUA-4	58.572	0.27983	0	1.30514	2.9773912	0	3.3150556	6.2924468
24	CUA-4	58.468	0.29213	0	1.72349	3.1082632	0	4.3776646	7.4859278
25	CUA-4	58.532	0.25641	0	1.17669	2.7282024	0	2.9887926	5.716995
26	CUA-4	58.508	1.08572	0	1.81765	11.552061	0	4.616831	16.168892
27	CUA-4	58.476	1.12736	0.33537	1.65991	11.99511	2.2436253	4.2161714	18.454907
28	CUA-4	58.468	1.15005	0	0.59167	12.236532	0	1.5028418	13.739374
29	CUA-4	58.488	0.90263	0.52589	0.74017	9.6039832	3.5182041	1.8800318	15.002219
30	CUA-4	58.484	1.15473	0.83018	1.24653	12.286327	5.5539042	3.1661862	21.006418
31	CUA-5	58.416	1.31454	1.12884	0.87779	13.986706	7.5519396	2.2295866	23.768232
32	CUA-5	58.412	1.37068	0.46759	0.95302	14.584035	3.1281771	2.4206708	20.132883
33	CUA-5	58.48	1.61581	0.41943	1.24513	17.192218	2.8059867	3.1626302	23.160835
34	CUA-5	58.472	1.60789	0.45408	0.87144	17.10795	3.0377952	2.2134576	22.359202
35	CUA-5	58.46	1.46179	0.8438	1.29985	15.553446	5.645022	3.301619	24.500087
36	CUA-5	58.508	0.60203	0.2902	1.44797	6.4055992	1.941438	3.6778438	12.024881
37	CUA-5	58.484	0.60478	0.03202	0.61371	6.4348592	0.2142138	1.5588234	8.2078964
38	CUA-5	58.488	0.59558	0.06019	0.48623	6.3369712	0.4026711	1.2350242	7.9746665

39	CUA-5	58.504	0.72351	0.27553	0.24119	7.6981464	1.8432957	0.6126226	10.154065
40	CUA-5	58.508	0.56244	0.24004	0.33931	5.9843616	1.6058676	0.8618474	8.4520766
41	CUA-6	58.504	0.21616	0.04391	0.42092	2.2999424	0.2937579	1.0691368	3.6628371
42	CUA-6	58.556	0.20705	0.018	1.40378	2.203012	0.12042	3.5656012	5.8890332
43	CUA-6	58.56	0.22452	0.16154	0.77828	2.3888928	1.0807026	1.9768312	5.4464266
44	CUA-6	58.472	0.16578	0	0.79547	1.7638992	0	2.0204938	3.784393
45	CUA-6	58.516	0.24935	0	1.56836	2.653084	0	3.9836344	6.6367184
46	CUA-6	58.512	0.19159	0.11612	0.53228	2.0385176	0.7768428	1.3519912	4.1673516
47	CUA-6	58.488	0.13974	0.39782	0.37287	1.4868336	2.6614158	0.9470898	5.0953392
48	CUA-6	58.576	0.15013	0.42265	1.35314	1.5973832	2.8275285	3.4369756	7.8618873
49	CUA-6	58.5	0.16505	0	0.92047	1.756132	0	2.3379938	4.0941258
50	CUA-6	58.548	0.19591	0	1.44237	2.0844824	0	3.6636198	5.7481022
51	CUA-6	58.512	0.40154	0.37986	0.54311	4.2723856	2.5412634	1.3794994	8.1931484
52	CUA-6	58.504	0.51861	0	1.12688	5.5180104	0	2.8622752	8.3802856
53	CUA-6	58.484	0.46559	0	0.89186	4.9538776	0	2.2653244	7.219202
54	CUA-6	58.508	0.49675	0	0.72554	5.28542	0	1.8428716	7.1282916
55	CUA-6	58.54	0.33456	0	0.84789	3.5597184	0	2.1536406	5.713359
56	CUA-6	58.524	0.40183	0.07761	1.43324	4.2754712	0.5192109	3.6404296	8.4351117
57	CUA-6	58.52	0.44857	0.09829	0.70192	4.7727848	0.6575601	1.7828768	7.2132217
58	CUA-6	58.492	0.46504	0.00984	0.22221	4.9480256	0.0658296	0.5644134	5.5782686
59	CUA-6	58.476	0.44375	0.12108	0.82287	4.7215	0.8100252	2.0900898	7.621615
60	CUA-6	58.528	0.48842	0	1.25178	5.1967888	0	3.1795212	8.37631
61	CUA-6	58.532	0.21028	0	0.22328	2.2373792	0	0.5671312	2.8045104
62	CUA-6	58.52	0.04493	0.15454	0.74845	0.4780552	1.0338726	1.901063	3.4129908
63	CUA-6	58.56	0.18948	0	0.58125	2.0160672	0	1.476375	3.4924422
64	CUA-6	58.516	0.12198	0.2337	0	1.2978672	1.563453	0	2.8613202
65	CUA-6	58.52	0.10446	0.08994	0.39647	1.1114544	0.6016986	1.0070338	2.7201868
66	CUA-6	58.528	0.14636	0	0.34315	1.5572704	0	0.871601	2.4288714
67	CUA-6	58.52	0.11341	0.01076	0.52879	1.2066824	0.0719844	1.3431266	2.6217934
68	CUA-6	58.512	0.21099	0	0.09791	2.2449336	0	0.2486914	2.493625
69	CUA-6	58.504	0.22383	0	0.58828	2.3815512	0	1.4942312	3.8757824
70	CUA-6	58.516	0.12318	0	0.41987	1.3106352	0	1.0664698	2.377105
71	CUA-6	58.524	0.0512	0.0143	0.27158	0.544768	0.095667	0.6898132	1.3302482
72	CUA-6	58.572	0.06371	0	0.54437	0.6778744	0	1.3826998	2.0605742
73	CUA-6	58.584	0.06637	0	1.04205	0.7061768	0	2.646807	3.3529838
74	CUA-6	58.564	0.10745	0	0.55203	1.143268	0	1.4021562	2.5454242
75	CUA-6	58.488	0.09786	0	0.55695	1.0412304	0	1.414653	2.4558834
76	CUA-6	58.544	0.07567	0	0.04919	0.8051288	0	0.1249426	0.9300714
77	CUA-6	58.54	0.08534	0.06649	0.27215	0.9080176	0.4448181	0.691261	2.0440967
78	CUA-6	58.54	0.05988	0.00825	0.51922	0.6371232	0.0551925	1.3188188	2.0111345
79	CUA-6	58.572	0.08061	0	0.04468	0.8576904	0	0.1134872	0.9711776
80	CUA-6	58.536	0.12233	0	0.55012	1.3015912	0	1.3973048	2.698896

81	CUA-6	58.588	0.34476	0.31521	0	3.6682464	2.1087549	0	5.7770013
82	CUA-6	58.536	0.24078	0.32165	0.52013	2.5618992	2.1518385	1.3211302	6.0348679
83	CUA-6	58.508	0.35174	0	0.34849	3.7425136	0	0.8851646	4.6276782
84	CUA-6	58.504	0.15776	0.29011	0.63231	1.6785664	1.9408359	1.6060674	5.2254697
85	CUA-6	58.496	0.2641	0	0.44941	2.810024	0	1.1415014	3.9515254
86	CUA-6	58.496	0.20532	0	0.67082	2.1846048	0	1.7038828	3.8884876
87	CUA-6	58.512	0.24393	0	0.68212	2.5954152	0	1.7325848	4.328
88	CUA-6	58.528	0.17969	0	0.80656	1.9119016	0	2.0486624	3.960564
89	CUA-6	58.5	0.30396	0	1.22104	3.2341344	0	3.1014416	6.335576
90	CUA-6	58.472	0.3809	0	1.2653	4.052776	0	3.213862	7.266638
91	CUA-7	58.504	0.16853	0.04812	0.1662	1.7931592	0.3219228	0.422148	2.53723
92	CUA-7	58.508	0.06799	0	0.7879	0.7234136	0	2.001266	2.7246796
93	CUA-7	58.504	0.06252	0.17418	0.01218	0.6652128	1.1652642	0.0309372	1.8614142
94	CUA-7	58.492	0.06454	0	1.54261	0.6867056	0	3.9182294	4.604935
95	CUA-7	58.484	0.15254	0	0.31474	1.6230256	0	0.7994396	2.4224652
96	CUA-7	58.492	0.00871	0.07011	0.01316	0.0926744	0.4690359	0.0334264	0.5951367
97	CUA-7	58.524	0	0.12945	0.61687	0	0.8660205	1.5668498	2.4328703
98	CUA-7	58.496	0.07936	0	0.30703	0.8443904	0	0.7798562	1.6242466
99	CUA-7	58.496	0.03572	0.28758	0	0.3800608	1.9239102	0	2.303971
100	CUA-7	58.496	0.07084	0	0.95475	0.7537376	0	2.425065	3.1788026
101	CUA-7	58.524	0.09913	0	0.07859	1.0547432	0	0.1996186	1.2543618
102	CUA-7	58.492	0	0.22482	0.85068	0	1.5040458	2.1607272	3.664773
103	CUA-7	58.544	0.0512	0	0.05002	0.544768	0	0.1270508	0.6718188
104	CUA-7	58.512	0.08891	0	0.09208	0.9460024	0	0.2338832	1.1798856
105	CUA-7	58.484	0.11619	0	0.70111	1.2362616	0	1.7808194	3.017081
106	CUA-8	116.92	0.1067	0	0.3551	1.135288	0	0.901954	2.037242
107	CUA-8	117.044	0.05324	0	0.56874	0.5664736	0	1.4445996	2.0110732
108	CUA-8	117.012	0.01738	0	0.04216	0.1849232	0	0.1070864	0.2920096
109	CUA-8	116.968	0.00705	0	0.94918	0.075012	0	2.4109172	2.4859292
110	CUA-8	117.104	0.09392	0	0.2483	0.9993088	0	0.630682	1.6299908
111	CUA-8	29.268	0.10621	0	0.80886	1.1300744	0	2.0545044	3.1845788
112	CUA-8	29.268	0.04052	0	0.29471	0.4311328	0	0.7485634	1.1796962
113	CUA-8	29.268	0.0121	0	0.26972	0.128744	0	0.6850888	0.8138328
114	CUA-8	29.224	0.02755	0	1.04937	0.293132	0	2.6653998	2.9585318
115	CUA-8	29.212	0	0.00477	0.50156	0	0.0319113	1.2739624	1.3058737
116	CUA-9	29.256	0	0	0.51646	0	0	1.3118084	1.3118084
117	CUA-9	29.264	0.13621	0	0.57277	1.4492744	0	1.4548358	2.9041102
118	CUA-9	29.292	0.10214	0	0	1.0867696	0	0	1.0867696
119	CUA-9	29.272	0.14775	0	0.3029	1.57206	0	0.769366	2.341426
120	CUA-9	29.256	0.14674	0	0.55478	1.5613136	0	1.4091412	2.9704548
121	CUA-9	29.228	0.17885	0.27566	0.26933	1.902964	1.8441654	0.6840982	4.4312276
122	CUA-9	29.232	0.33382	0	0.09436	3.5518448	0	0.2396744	3.7915192

123	CUA-9	29.268	0.19645	0	0.09009	2.090228	0	0.2288286	2.3190566
124	CUA-9	29.212	0.12727	0	0.78499	1.3541528	0	1.9938746	3.3480274
125	CUA-9	29.236	0.19969	0.68431	0.23239	2.1247016	4.5780339	0.5902706	7.2930061
126	CUA-10	29.252	0.19767	0.17368	0.28189	2.1032088	1.1619192	0.7160006	3.9811286
127	CUA-10	29.232	0.36251	0.22606	0.55245	3.8571064	1.5123414	1.403223	6.7726708
128	CUA-10	29.268	0.25579	0.17566	0.29137	2.7216056	1.1751654	0.7400798	4.6368508
129	CUA-10	29.252	0.26808	0	1.81354	2.8523712	0	4.6063916	7.4587628
130	CUA-10	29.24	0.27767	0	0	2.9544088	0	0	2.9544088
131	CUA-10	29.268	0.67368	0.19335	0.36298	7.1679552	1.2935115	0.9219692	9.3834359
132	CUA-10	29.216	0.62909	0.65864	0.06473	6.6935176	4.4063016	0.1644142	11.264233
133	CUA-10	29.248	0.7372	0.11457	1.61245	7.843808	0.7664733	4.095623	12.705904
134	CUA-10	29.236	0.79248	0.25659	0.1326	8.4319872	1.7165871	0.336804	10.485378
135	CUA-10	29.24	0.915	0	0.69715	9.7356	0	1.770761	11.506361
136	CUA-11	29.272	0.53943	0.44847	0.06832	5.7395352	3.0002643	0.1735328	8.9133323
137	CUA-11	29.228	0.48916	0	0.35273	5.2046624	0	0.8959342	6.1005966
138	CUA-11	29.276	0.48542	0	0.8634	5.1648688	0	2.193036	7.3579048
139	CUA-11	29.268	0.3323	0.37026	0.7772	3.535672	2.4770394	1.974088	7.9867994
140	CUA-11	29.22	0.62678	0.04596	0.1247	6.6689392	0.3074724	0.316738	7.2931496
141	CUA-12	29.248	0.43973	0	0.3537	4.6787272	0	0.898398	5.5771252
142	CUA-12	29.256	0.4493	0	0.35508	4.780552	0	0.9019032	5.6824552
143	CUA-12	29.28	0.37227	0	0.08978	3.9609528	0	0.2280412	4.188994
144	CUA-12	29.248	0.29804	0.4964	0	3.1711456	3.320916	0	6.4920616
145	CUA-12	29.228	0.31202	0	0.81588	3.3198928	0	2.0723352	5.392228
146	CUA-13	29.248	0.65178	0	0.66178	6.9349392	0	1.6809212	8.6158604
147	CUA-13	29.268	0.7235	0.0041	0	7.69804	0.027429	0	7.725469
148	CUA-13	29.248	0.65325	0.03392	0.62178	6.95058	0.2269248	1.5793212	8.756826
149	CUA-13	29.244	0.5599	0.55243	0.06236	5.957336	3.6957567	0.1583944	9.8114871
150	CUA-13	29.252	0.61308	0	0.86632	6.5231712	0	2.2004528	8.723624
151	CUA-14	29.244	0.62491	0.23679	0.59695	6.6490424	1.5841251	1.516253	9.7494205
152	CUA-14	29.236	0.63652	0	0	6.7725728	0	0	6.7725728
153	CUA-14	29.252	0.69517	0.10523	0	7.3966088	0.7039887	0	8.1005975
154	CUA-14	29.256	0.64588	0.747	0.54976	6.8721632	4.99743	1.3963904	13.265984
155	CUA-14	29.236	0.77266	0.15374	0.13927	8.2211024	1.0285206	0.3537458	9.6033688
156	CUA-15BASE	29.276	0.42633	0	1.0946	4.5361512	0	2.780284	7.3164352
157	CUA-15BASE	29.272	0.32449	0.38221	0.2829	3.4525736	2.5569849	0.718566	6.7281245
158	CUA-15BASE	29.252	0.37109	0.27054	0.79466	3.9483976	1.8099126	2.0184364	7.7767466
159	CUA-15BASE	29.276	0.35211	0	2.34883	3.7464504	0	5.9660282	9.7124786
160	CUA-15BASE	29.272	0.32149	0	0.58409	3.4206536	0	1.4835886	4.9042422
161	CUA-15CIMA	29.252	0.16479	0.7467	1.6952	1.7533656	4.995423	4.305808	11.054597
162	CUA-15CIMA	29.26	0.11827	0.01097	0.52962	1.2583928	0.0733893	1.3452348	2.6770169
163	CUA-15CIMA	29.256	0.29331	0.01848	0.55978	3.1208184	0.1236312	1.4218412	4.6662908
164	CUA-15CIMA	29.276	0.11843	0.36091	0.74018	1.2600952	2.4144879	1.8800572	5.5546403

165	CUA-15CIMA	29.26	0.21622	0.21897	0.52628	2.3005808	1.4649093	1.3367512	5.1022413
166	CUA-16BASE	29.264	0.20331	0.14869	1.26831	2.1632184	0.9947361	3.2215074	6.3794619
167	CUA-16BASE	29.276	0.27505	0.42469	0.51564	2.926532	2.8411761	1.3097256	7.0774337
168	CUA-16BASE	29.232	0.12344	0.84053	0	1.3134016	5.6231457	0	6.9365473
169	CUA-16BASE	29.264	0.17452	0.24938	1.25331	1.8568928	1.6683522	3.1834074	6.7086524
170	CUA-16BASE	29.252	0.19336	0.04667	1.27744	2.0573504	0.3122223	3.2446976	5.6142703
171	CUA-16CIMA	29.256	0.23558	0.71719	0.97249	2.5065712	4.7980011	2.4701246	9.7746969
172	CUA-16CIMA	29.264	0.13915	0.4194	0.4928	1.480556	2.805786	1.251712	5.538054
173	CUA-16CIMA	29.268	0.21649	0.32062	0.51596	2.3034536	2.1449478	1.3105384	5.7589398
174	CUA-16CIMA	29.248	0.20005	0.28832	0	2.128532	1.9288608	0	4.0573928
175	CUA-16CIMA	29.288	0.261	0	1.06558	2.77704	0	2.7065732	5.4836132
176	CUA-17BASE	29.28	0.2346	0.26382	0.76995	2.496144	1.7649558	1.955673	6.2167728
177	CUA-17BASE	29.28	0.12357	0	1.30388	1.3147848	0	3.3118552	4.62664
178	CUA-17BASE	29.252	0.17792	0	0.06718	1.8930688	0	0.1706372	2.063706
179	CUA-17BASE	29.264	0.17348	0	1.06201	1.8458272	0	2.6975054	4.5433326
180	CUA-17BASE	29.292	0.21896	0.2876	0	2.3297344	1.924044	0	4.2537784
181	CUA-17CIMA	29.28	0.24641	0	0	2.6218024	0	0	2.6218024
182	CUA-17CIMA	29.268	0.21181	0.09177	1.52095	2.2536584	0.6139413	3.863213	6.7308127
183	CUA-17CIMA	29.276	0.17949	0.3312	0.01661	1.9097736	2.215728	0.0421894	4.167691
184	CUA-17CIMA	29.276	0.09667	0.24569	1.2392	1.0285688	1.6436661	3.147568	5.8198029
185	CUA-17CIMA	29.296	0.13971	0.1252	0.02946	1.4865144	0.837588	0.0748284	2.3989308
186	CUA-18	29.268	0.04193	0.41513	0.47599	0.4461352	2.7772197	1.2090146	4.4323695
187	CUA-18	29.228	0.19825	0.52535	0.49424	2.10938	3.5145915	1.2553696	6.8793411
188	CUA-18	29.256	0.1303	0.37459	0.2501	1.386392	2.5060071	0.635254	4.5276531
189	CUA-18	29.256	0.11627	0.24718	1.24384	1.2371128	1.6536342	3.1593536	6.0501006
190	CUA-18	29.276	0.16751	0	0.2961	1.7823064	0	0.752094	2.5344004
191	CUA-19	29.216	0.11053	0	0.0464	1.1760392	0	0.117856	1.2938952
192	CUA-19	29.256	0.23424	0	0.56978	2.4923136	0	1.4472412	3.9395548
193	CUA-19	29.308	0.05458	0.23542	0	0.5807312	1.5749598	0	2.155691
194	CUA-19	29.284	0.07373	0.38357	0	0.7844872	2.5660833	0	3.3505705
195	CUA-19	29.276	0.16634	0	0.54728	1.7698576	0	1.3900912	3.1599488
196	CUA-20	29.24	0.12788	0	0.32064	1.3606432	0	0.8144256	2.1750688
197	CUA-20	29.244	0.10401	0.3416	0	1.1066664	2.285304	0	3.3919704
198	CUA-20	29.252	0.16469	0	0.81967	1.7523016	0	2.0819618	3.8342634
199	CUA-20	29.212	0.32244	0	0.58667	3.4307616	0	1.4901418	4.9209034
200	CUA-20	29.26	0.12849	0	0.07864	1.3671336	0	0.1997456	1.5668792
201	CUA-21	29.28	0.72001	0	0.64201	7.6609064	0	1.6307054	9.2916118
202	CUA-21	29.236	0.4933	0	1.38022	5.248712	0	3.5057588	8.7544708
203	CUA-21	29.276	0.40436	0.99667	0.23614	4.3023904	6.6677223	0.5997956	11.569908
204	CUA-21	29.268	0.53872	0.49333	0.30968	5.7319808	3.3003777	0.7865872	9.8189457
205	CUA-21	29.248	0.52325	0.66511	0	5.56738	4.4495859	0	10.016966
206	EVALUACIÓN	29.296	0.279	0.24033	1.76154	2.96856	1.6078077	4.4743116	9.0506793

207	EVALUACIÓN	29.312	0.36974	0	0.58071	3.9340336	0	1.4750034	5.409037
208	EVALUACIÓN	29.292	0.35067	0	0.57823	3.7311288	0	1.4687042	5.199833
209	EVALUACIÓN	29.276	0.46863	0.22915	0.56892	4.9862232	1.5330135	1.4450568	7.9642935
210	EVALUACIÓN	29.272	0.29227	0.06276	0.80032	3.1097528	0.4198644	2.0328128	5.56243
211	CUA-22 BASE	29.244	0.52992	0.59593	0.29881	5.6383488	3.9867717	0.7589774	10.384098
212	CUA-22 BASE	29.268	0.45858	0.62414	1.02012	4.8792912	4.1754966	2.5911048	11.645893
213	CUA-22 BASE	29.224	0.58798	0.08401	2.57579	6.2561072	0.5620269	6.5425066	13.360641
214	CUA-22 BASE	29.22	0.5653	0	0.63804	6.014792	0	1.6206216	7.6354136
215	CUA-22 BASE	29.244	0.5841	0	0.86174	6.214824	0	2.1888196	8.4036436
216	CUA-22 CIMA	29.244	0.05932	0	0.54028	0.6311648	0	1.3723112	2.003476
217	CUA-22 CIMA	29.236	0	0	1.27351	0	0	3.2347154	3.2347154
218	CUA-22 CIMA	29.292	0.01578	0.48263	0	0.1678992	3.2287947	0	3.3966939
219	CUA-22 CIMA	29.232	0.05084	0	0.28756	0.5409376	0	0.7304024	1.27134
220	CUA-22 CIMA	29.272	0.03532	0.48428	0	0.3758048	3.2398332	0	3.615638
221	CUA-23 BASE	29.252	0.20689	0.56945	0.73633	2.2013096	3.8096205	1.8702782	7.8812083
222	CUA-23 BASE	29.248	0.25687	0.13155	0.05061	2.7330968	0.8800695	0.1285494	3.7417157
223	CUA-23 BASE	29.24	0.08064	0.31587	0.49376	0.8580096	2.1131703	1.2541504	4.2253303
224	CUA-23 BASE	29.224	0.1996	0.08502	0	2.123744	0.5687838	0	2.6925278
225	CUA-23 BASE	29.256	0.09375	0.48742	0	0.9975	3.2608398	0	4.2583398
226	CUA-23 CIMA	29.252	0.42021	0	0.35022	4.4710344	0	0.8895588	5.3605932
227	CUA-23 CIMA	29.256	0.37914	0.36025	1.27883	4.0340496	2.4100725	3.2482282	9.6923503
228	CUA-23 CIMA	29.244	0.38988	0.31638	1.03985	4.1483232	2.1165822	2.641219	8.9061244
229	CUA-23 CIMA	29.244	0.33349	0.32643	0.53694	3.5483336	2.1838167	1.3638276	7.0959779
230	CUA-23 CIMA	29.22	0.26809	0	2.0479	2.8524776	0	5.201666	8.0541436
231	CUA-24 Y 25	29.228	0.96443	1.99878	0	10.261535	13.371838	0	23.633373
232	CUA-24 Y 25	29.272	0.86129	1.86363	0.96823	9.1641256	12.467685	2.4593042	24.091115
233	CUA-24 Y 25	29.248	0.91619	0.14703	0.65677	9.7482616	0.9836307	1.6681958	12.400088
234	CUA-24 Y 25	29.248	0.87752	0.74476	1.08293	9.3368128	4.9824444	2.7506422	17.069899
235	CUA-24 Y 25	29.232	0.87039	0.50885	0.36758	9.2609496	3.4042065	0.9336532	13.598809
236	CUA-24 Y 25	116.928	0.9621	0.64524	0.67786	10.236744	4.3166556	1.7217644	16.275164
237	CUA-26	29.252	0.44814	0.0699	0.82799	4.7682096	0.467631	2.1030946	7.3389352
238	CUA-26	29.212	0.29815	0.64481	0.0081	3.172316	4.3137789	0.020574	7.5066689
239	CUA-26	29.252	0.35588	0.6454	0.01717	3.7865632	4.317726	0.0436118	8.147901
240	CUA-26	29.26	0.28149	0.25405	1.2719	2.9950536	1.6995945	3.230626	7.9252741
241	CUA-26	29.256	0.43132	0.2854	0.31175	4.5892448	1.909326	0.791845	7.2904158
242	CUA-26	29.26	0.52925	0.24466	0.08696	5.63122	1.6367754	0.2208784	7.4888738
243	CUA-26	29.256	0.21256	1.35273	0	2.2616384	9.0497637	0	11.311402
244	CUA-26	29.256	0.33791	0.80358	0	3.5953624	5.3759502	0	8.9713126
245	CUA-26	29.244	0.43858	0.0697	0.82673	4.6664912	0.466293	2.0998942	7.2326784
246	CUA-26	29.232	0.37328	0.78143	0.74563	3.9716992	5.2277667	1.8939002	11.093366
247	CUA-26	29.236	0.37839	0.05492	1.31018	4.0260696	0.3674148	3.3278572	7.7213416
248	CUA-27 CENTRO	29.24	0.61339	0	0.86695	6.5264696	0	2.202053	8.7285226

249	CUA-27 CENTRO	29.22	0.65401	0.03466	0.62302	6.9586664	0.2318754	1.5824708	8.7730126
250	CUA-27 CENTRO	29.26	0.67236	0.03443	0.62458	7.1539104	0.2303367	1.5864332	8.9706803
251	CUA-27 CENTRO	29.248	0.64382	0.38419	0.83152	6.8502448	2.5702311	2.1120608	11.532537
252	CUA-27 CENTRO	29.236	0.82284	0.3151	0	8.7550176	2.108019	0	10.863037
253	CUA-28 CENTRO	29.188	0.95604	0.59154	1.36186	10.172266	3.9574026	3.4591244	17.588793
254	CUA-28 CENTRO	29.228	1.13619	0	1.25928	12.089062	0	3.1985712	15.287633
255	CUA-28 CENTRO	29.224	1.04285	0	0.69957	11.095924	0	1.7769078	12.872832
256	CUA-28 CENTRO	29.216	0.97951	0.36224	2.3717	10.421986	2.4233856	6.024118	18.86949
257	CUA-28 CENTRO	29.248	1.07991	0.24349	1.16794	11.490242	1.6289481	2.9665676	16.085758
258	CUA-29 BASE	29.224	1.24761	0	2.74927	13.27457	0	6.9831458	20.257716
259	CUA-29 BASE	29.22	1.39418	0.16807	0.73979	14.834075	1.1243883	1.8790666	17.83753
260	CUA-29 BASE	29.224	1.07499	0.76675	0.62449	11.437894	5.1295575	1.5862046	18.153656
261	CUA-29 BASE	29.156	1.55203	0.2664	1.254	16.513599	1.782216	3.18516	21.480975
262	CUA-29 BASE	29.236	1.32794	0.38127	0.21429	14.129282	2.5506963	0.5442966	17.224275
263	CUA-29 CIMA	29.228	0.42405	0.54736	0.03942	4.511892	3.6618384	0.1001268	8.2738572
264	CUA-29 CIMA	29.272	0.39104	0	0.33453	4.1606656	0	0.8497062	5.0103718
265	CUA-29 CIMA	29.24	0.49518	0	0.88696	5.2687152	0	2.2528784	7.5215936
266	CUA-29 CIMA	29.288	0.54233	0	0.90272	5.7703912	0	2.2929088	8.0633
267	CUA-29 CIMA	29.296	0.532	0	1.13166	5.66048	0	2.8744164	8.5348964
268	CUA-30	29.208	1.4096	0	1.75076	14.998144	0	4.4469304	19.445074
269	CUA-30	29.224	1.20196	0.06521	2.43926	12.788854	0.4362549	6.1957204	19.42083
270	CUA-30	29.22	1.39872	0.89518	0.1764	14.882381	5.9887542	0.448056	21.319191
271	CUA-30	29.224	1.20576	1.14815	0	12.829286	7.6811235	0	20.51041
272	CUA-30	29.24	1.3148	0.55968	1.17844	13.989472	3.7442592	2.9932376	20.726969
273	CUA-31 CENTRO	29.276	0.33738	1.54791	0.41571	3.5897232	10.355518	1.0559034	15.001145
274	CUA-31 CENTRO	29.236	0.41416	0.5466	0.03756	4.4066624	3.656754	0.0954024	8.1588188
275	CUA-31 CENTRO	29.236	0.57962	0.3048	0	6.1671568	2.039112	0	8.2062688
276	CUA-31 CENTRO	29.236	0.64495	0.33991	0.59062	6.862268	2.2739979	1.5001748	10.636441
277	CUA-31 CENTRO	29.268	0.52169	0.35841	0	5.5507816	2.3977629	0	7.9485445
278	CUA-32 BASE	29.272	0.12715	0	0.55078	1.352876	0	1.3989812	2.7518572
279	CUA-32 BASE	29.256	0.11437	0	1.51519	1.2168968	0	3.8485826	5.0654794
280	CUA-32 BASE	29.252	0.15804	0	0.29523	1.6815456	0	0.7498842	2.4314298
281	CUA-32 BASE	29.24	0.0426	0.02071	0.02413	0.453264	0.1385499	0.0612902	0.6531041
282	CUA-32 BASE	29.252	0.17792	0	0.06718	1.8930688	0	0.1706372	2.063706
283	CUA-32 CIMA	29.284	0.11769	0	0.53863	1.2522216	0	1.3681202	2.6203418

284	CUA-32 CIMA	29.288	0.13284	0	1.315	1.4134176	0	3.3401	4.7535176
285	CUA-32 CIMA	29.268	0.10381	0.34072	0	1.1045384	2.2794168	0	3.3839552
286	CUA-32 CIMA	29.304	0.11892	0.56344	0.71886	1.2653088	3.7694136	1.8259044	6.8606268
287	CUA-32 CIMA	29.312	0.15663	0.01129	0.53414	1.6665432	0.0755301	1.3567156	3.0987889
288	CUA-33 BASE	29.264	0.03771	0.03976	1.24999	0.4012344	0.2659944	3.1749746	3.8422034
289	CUA-33 BASE	29.248	0.0732	0.42968	0	0.778848	2.8745592	0	3.6534072
290	CUA-33 BASE	29.26	0.11864	0.11291	0.51962	1.2623296	0.7553679	1.3198348	3.3375323
291	CUA-33 BASE	29.236	0.02668	0	1.29018	0.2838752	0	3.2770572	3.5609324
292	CUA-33 BASE	29.28	0.10751	0.30316	0.98946	1.1439064	2.0281404	2.5132284	5.6852752
293	CUA-33 CIMA	29.268	0.10571	0.04254	1.26138	1.1247544	0.2845926	3.2039052	4.6132522
294	CUA-33 CIMA	29.232	0.13989	0.27387	0.26254	1.4884296	1.8321903	0.6668516	3.9874715
295	CUA-33 CIMA	29.276	0.30469	0.03089	0.06823	3.2419016	0.2066541	0.1733042	3.6218599
296	CUA-33 CIMA	29.24	0.1932	0	1.06677	2.055648	0	2.7095958	4.7652438
297	CUA-33 CIMA	29.24	0.14222	0	1.56141	1.5132208	0	3.9659814	5.4792022
298	CUA-34 CENTRO	29.26	0.31563	0.83474	0.48296	3.3583032	5.5844106	1.2267184	10.169432
299	CUA-34 CENTRO	29.244	0.43112	0.43255	0.5436	4.5871168	2.8937595	1.380744	8.8616203
300	CUA-34 CENTRO	29.24	0.33349	0.57534	0.75858	3.5483336	3.8490246	1.9267932	9.3241514
301	CUA-34 CENTRO	29.244	0.26535	0.57228	0.74672	2.823324	3.8285532	1.8966688	8.548546
302	CUA-34 CENTRO	29.26	0.34406	0.63209	0.50795	3.6607984	4.2286821	1.290193	9.1796735
303	CUA-35 CENTRO	29.24	0.52841	0.68559	0.78192	5.6222824	4.5865971	1.9860768	12.194956
304	CUA-35 CENTRO	29.252	0.49706	0.42259	1.04771	5.2887184	2.8271271	2.6611834	10.777029
305	CUA-35 CENTRO	29.228	0.48281	0.0919	2.06383	5.1370984	0.614811	5.2421282	10.994038
306	CUA-35 CENTRO	29.268	0.31243	0.51605	1.00513	3.3242552	3.4523745	2.5530302	9.3296599
307	CUA-35 CENTRO	29.24	0.45256	0.69483	0.27561	4.8152384	4.6484127	0.7000494	10.163701
308	CUA-36 CENTRO	29.264	0.46851	0.12761	0.57943	4.9849464	0.8537109	1.4717522	7.3104095
309	CUA-36 CENTRO	29.272	0.44884	0.37505	0.79699	4.7756576	2.5090845	2.0243546	9.3090967
310	CUA-36 CENTRO	29.224	0.43496	0.85415	0.01115	4.6279744	5.7142635	0.028321	10.370559
311	CUA-36 CENTRO	29.252	0.50094	0.6963	0.28355	5.3300016	4.658247	0.720217	10.708466
312	CUA-36 CENTRO	29.276	0.49537	0.36444	1.29748	5.2707368	2.4381036	3.2955992	11.00444
313	CUA-37 BASE	29.236	0.26171	0	1.06867	2.7845944	0	2.7144218	5.4990162
314	CUA-37 BASE	29.248	0.3847	0.23393	2.27671	4.093208	1.5649917	5.7828434	11.441043
315	CUA-37 BASE	29.256	0.18009	0	2.02956	1.9161576	0	5.1550824	7.07124
316	CUA-37 BASE	29.264	0.22816	0.58226	0.24652	2.4276224	3.8953194	0.6261608	6.9491026
317	CUA-37 BASE	29.248	0.284	0.36896	0.76986	3.02176	2.4683424	1.9554444	7.4455468

318	CUA-37 CENTRO	29.232	0.73347	1.64522	1.46192	7.8041208	11.006522	3.7132768	22.523919
319	CUA-37 CENTRO	29.216	0.70735	0.76403	0.06807	7.526204	5.1113607	0.1728978	12.810463
320	CUA-37 CENTRO	29.248	0.66541	1.24562	0.99626	7.0799624	8.3331978	2.5305004	17.943661
321	CUA-37 CENTRO	29.268	0.74057	1.48358	1.72221	7.8796648	9.9251502	4.3744134	22.179228
322	CUA-37 CENTRO	29.24	0.6151	0.42305	3.28346	6.544664	2.8302045	8.3399884	17.714857
323	CUA-37 CIMA	29.252	0.44032	0.33067	0.55494	4.6850048	2.2121823	1.4095476	8.3067347
324	CUA-37 CIMA	29.264	0.48154	1.04538	0.49112	5.1235856	6.9935922	1.2474448	13.364623
325	CUA-37 CIMA	29.232	0.44454	0.29422	2.03677	4.7299056	1.9683318	5.1733958	11.871633
326	CUA-37 CIMA	29.26	0.39353	0.34084	0.05364	4.1871592	2.2802196	0.1362456	6.6036244
327	CUA-37 CIMA	29.264	0.30615	1.18461	0.69243	3.257436	7.9250409	1.7587722	12.941249
328	CUA-38 BASE	29.232	0.14019	0.62475	0.47406	1.4916216	4.1795775	1.2041124	6.8753115
329	CUA-38 BASE	29.244	0.1506	0.57986	0.23381	1.602384	3.8792634	0.5938774	6.0755248
330	CUA-38 BASE	29.276	0.33187	0.01961	0.56559	3.5310968	0.1311909	1.4365986	5.0988863
331	CUA-38 BASE	29.252	0.04283	0.37104	0.23523	0.4557112	2.4822576	0.5974842	3.535453
332	CUA-38 BASE	29.26	0.09656	0	0.8076	1.0273984	0	2.051304	3.0787024
333	CUA-38 CIMA	29.232	0.27267	0	2.84315	2.9012088	0	7.221601	10.12281
334	CUA-38 CIMA	29.264	0.31183	0.06381	0.80406	3.3178712	0.4268889	2.0423124	5.7870725
335	CUA-38 CIMA	29.26	0.19591	0.51146	0.9856	2.0844824	3.4216674	2.503424	8.0095738
336	CUA-38 CIMA	29.264	0.2182	0	0	2.321648	0	0	2.321648
337	CUA-38 CIMA	29.228	0.17417	0.04649	1.2757	1.8531688	0.3110181	3.240278	5.4044649
338	CUA-39	29.224	0.44249	0.24216	0.07288	4.7080936	1.6200504	0.1851152	6.5132592
339	CUA-39	29.252	0.23964	0.49376	0	2.5497696	3.3032544	0	5.853024
340	CUA-39	29.252	0.41269	0.48865	0.28855	4.3910216	3.2690685	0.732917	8.3930071
341	CUA-39	29.244	0.34513	0.5881	0.26715	3.6721832	3.934389	0.678561	8.2851332
342	CUA-39	29.24	0.42258	0.73833	0.51209	4.4962512	4.9394277	1.3007086	10.736388
343	CUA-40	29.276	0.21165	0.89907	0	2.251956	6.0147783	0	8.2667343
344	CUA-40	29.228	0.49421	0	1.36076	5.2583944	0	3.4563304	8.7147248
345	CUA-40	29.244	0.32604	0.68928	0.25381	3.4690656	4.6112832	0.6446774	8.7250262
346	CUA-40	29.248	0.3874	1.01003	0	4.121936	6.7571007	0	10.879037
347	CUA-40	29.26	0.29576	0.98057	0.71095	3.1468864	6.5600133	1.805813	11.512713
348	CUA-41 BASE	29.26	0.17332	1.00026	0	1.8441248	6.6917394	0	8.5358642
349	CUA-41 BASE	29.288	0.25385	0.51273	0.994	2.700964	3.4301637	2.52476	8.6558877
350	CUA-41 BASE	29.276	0.35781	0.75867	0	3.8070984	5.0755023	0	8.8826007
351	CUA-41 BASE	29.252	0.23496	0.26478	0.77133	2.4999744	1.7713782	1.9591782	6.2305308
352	CUA-41 BASE	29.292	0.2221	0	1.05868	2.363144	0	2.6890472	5.0521912
353	CUA-41	29.236	0.29668	0.3376	0.03756	3.1566752	2.258544	0.0954024	5.5106216
354	CUA-41	29.272	0.27554	0.27826	0.28457	2.9317456	1.8615594	0.7228078	5.5161128
355	CUA-41	29.248	0.29971	0	1.09462	3.1889144	0	2.7803348	5.9692492
356	CUA-41	29.248	0.36384	0.13608	0.06894	3.8712576	0.9103752	0.1751076	4.9567404
357	CUA-41	29.26	0.3298	0	1.0689	3.509072	0	2.715006	6.224078

358	CUA-41	29.224	0.4255	0	1.14779	4.52732	0	2.9153866	7.4427066
359	CUA-41	29.252	0.45837	0	0.37689	4.8770568	0	0.9573006	5.8343574
360	CUA-41	29.256	0.20501	0.05949	0.78613	2.1813064	0.3979881	1.9967702	4.5760647
361	CUA-41	29.244	0.39125	0	0.12406	4.1629	0	0.3151124	4.4780124
362	CUA-41	29.272	0.24031	0	1.10317	2.5568984	0	2.8020518	5.3589502
363	CUA-41	29.228	0.34325	0	0.10615	3.65218	0	0.269621	3.921801
364	CUA-41	29.208	0.24988	0.74506	0	2.6587232	4.9844514	0	7.6431746
365	CUA-41	29.264	0.43086	0	0.10019	4.5843504	0	0.2544826	4.838833
366	CUA-41	29.236	0.16757	0	2.33129	1.7829448	0	5.9214766	7.7044214
367	CUA-41	29.256	0.35706	0	1.56684	3.7991184	0	3.9797736	7.778892
368	CUA-41 CIMA	29.268	0.44148	0.73775	0.51429	4.6973472	4.9355475	1.3062966	10.939191
369	CUA-41 CIMA	29.256	0.59279	0	0.88278	6.3072856	0	2.2422612	8.5495468
370	CUA-41 CIMA	29.244	0.45693	0	0.86008	4.8617352	0	2.1846032	7.0463384
371	CUA-41 CIMA	29.248	0.52646	0	0.61011	5.6015344	0	1.5496794	7.1512138
372	CUA-41 CIMA	29.224	0.62704	0.14792	0.11458	6.6717056	0.9895848	0.2910332	7.9523236
373	CUA-42 CENTRO	29.236	0.33239	0.51825	1.0103	3.5366296	3.4670925	2.566162	9.5698841
374	CUA-42 CENTRO	29.276	0.25679	0.48107	0.26113	2.7322456	3.2183583	0.6632702	6.6138741
375	CUA-42 CENTRO	29.24	0.36699	0.70365	0	3.9047736	4.7074185	0	8.6121921
376	CUA-42 CENTRO	29.284	0.35147	0.37048	0.77974	3.7396408	2.4785112	1.9805396	8.1986916
377	CUA-42 CENTRO	29.228	0.3767	0	1.36077	4.008088	0	3.4563558	7.4644438
378	CUA-43 CENTRO	29.2	0.49556	0	1.34268	5.2727584	0	3.4104072	8.6831656
379	CUA-43 CENTRO	29.236	0.48898	0	0.35245	5.2027472	0	0.895223	6.0979702
380	CUA-43 CENTRO	29.22	0.36302	0.57748	0.76456	3.8625328	3.8633412	1.9419824	9.6678564
381	CUA-43 CENTRO	29.22	0.48853	0.02765	0.59466	5.1979592	0.1849785	1.5104364	6.8933741
382	CUA-43 CENTRO	29.24	0.49	0.28843	0.32229	5.2136	1.9295967	0.8186166	7.9618133
383	CUA-44 CENTRO	29.256	0.59179	1.12015	0	6.2966456	7.4938035	0	13.790449
384	CUA-44 CENTRO	29.212	0.42985	0.17228	0.81669	4.573604	1.1525532	2.0743926	7.8005498
385	CUA-44 CENTRO	29.204	0.6923	0	0.66045	7.366072	0	1.677543	9.043615
386	CUA-44 CENTRO	29.256	0.51137	0.6518	0.04373	5.4409768	4.360542	0.1110742	9.912593
387	CUA-44 CENTRO	29.204	0.62128	0.5692	0	6.6104192	3.807948	0	10.418367
388	CUA-45 CENTRO	29.256	0.49039	0.49178	0.30175	5.2177496	3.2900082	0.766445	9.2742028
389	CUA-45 CENTRO	29.244	0.39991	0.66752	1.25295	4.2550424	4.4657088	3.182493	11.903244
390	CUA-45 CENTRO	29.212	0.53966	0.39358	0.32158	5.7419824	2.6330502	0.8168132	9.1918458

391	CUA-45 CENTRO	29.236	0.54809	0.18901	0.34244	5.8316776	1.2644769	0.8697976	7.9659521
392	CUA-45 CENTRO	29.236	0.65247	0	0.65233	6.9422808	0	1.6569182	8.599199
393	CUA-46 CENTRO	29.236	0.32426	0.42834	0.5256	3.4501264	2.8655946	1.335024	7.650745
394	CUA-46 CENTRO	29.252	0.41423	0.64787	0.02717	4.4074072	4.3342503	0.0690118	8.8106693
395	CUA-46 CENTRO	29.252	0.40413	0.54549	0.0355	4.2999432	3.6493281	0.09017	8.0394413
396	CUA-46 CENTRO	29.28	0.34423	0.23618	0.05481	3.6626072	1.5800442	0.1392174	5.3818688
397	CUA-46 CENTRO	29.264	0.55395	0.36736	1.30828	5.894028	2.4576384	3.3230312	11.674698
398	CUA-47 BASE	29.248	0.30542	0.38231	0.28035	3.2496688	2.5576539	0.712089	6.5194117
399	CUA-47 BASE	29.236	0.33078	1.16758	0	3.5194992	7.8111102	0	11.330609
400	CUA-47 BASE	29.26	0.41501	0	1.36521	4.4157064	0	3.4676334	7.8833398
401	CUA-47 BASE	29.268	0.14388	1.74413	0.36271	1.5308832	11.66823	0.9212834	14.120396
402	CUA-47 BASE	29.244	0.34272	0.72231	0.9915	3.6465408	4.8322539	2.51841	10.997205
403	CUA-47 CIMA	29.256	0.28703	0.43842	0.02541	3.0539992	2.9330298	0.0645414	6.0515704
404	CUA-47 CIMA	29.212	0.14945	0.17286	0.27486	1.590148	1.1564334	0.6981444	3.4447258
405	CUA-47 CIMA	29.204	0.33501	0.03401	0.07506	3.5645064	0.2275269	0.1906524	3.9826857
406	CUA-47 CIMA	29.248	0.2707	1.00509	0	2.880248	6.7240521	0	9.6043001
407	CUA-47 CIMA	29.236	0.33991	0	1.072	3.6166424	0	2.72288	6.3395224
408	CUA-48 BASE	29.28	0.27426	0.22079	0.53545	2.9181264	1.4770851	1.360043	5.7552545
409	CUA-48 BASE	29.292	0.48881	0.53494	0.54161	5.2009384	3.5787486	1.3756894	10.155376
410	CUA-48 BASE	29.272	0.28723	0	1.81517	3.0561272	0	4.6105318	7.666659
411	CUA-48 BASE	29.248	0.23298	0.50109	1.48578	2.4789072	3.3522921	3.7738812	9.6050805
412	CUA-48 BASE	29.276	0.37885	0.11105	1.05629	4.030964	0.7429245	2.6829766	7.4568651
413	CUA-48	29.264	0.30906	0.09599	1.53791	3.2883984	0.6421731	3.9062914	7.8368629
414	CUA-48	29.244	0.27895	0.84648	0	2.968028	5.6629512	0	8.6309792
415	CUA-48	29.24	0.23154	0.9019	0	2.4635856	6.033711	0	8.4972966
416	CUA-48	29.232	0.26692	1.22981	0.92881	2.8400288	8.2274289	2.3591774	13.426635
417	CUA-48	29.256	0.36056	0.06608	0.81279	3.8363584	0.4420752	2.0644866	6.3429202
418	CUA-48	29.292	0.21853	0.4341	0.0129	2.3251592	2.904129	0.032766	5.2620542
419	CUA-48	29.236	0.18639	0.76087	1.20679	1.9831896	5.0902203	3.0652466	10.138657
420	CUA-48	29.284	0.14012	0.4758	0.2409	1.4908768	3.183102	0.611886	5.2858648
421	CUA-48	29.268	0.27313	0.66102	1.22972	2.9061032	4.4222238	3.1234888	10.451816
422	CUA-48	29.232	0.28708	0	1.83859	3.0545312	0	4.6700186	7.7245498
423	CUA-48 CIMA	29.268	0.11476	0	1.06177	1.2210464	0	2.6968958	3.9179422
424	CUA-48 CIMA	29.268	0.13801	0.1135	0.52263	1.4684264	0.759315	1.3274802	3.5552216
425	CUA-48 CIMA	29.248	0.22068	0	1.55413	2.3480352	0	3.9474902	6.2955254
426	CUA-48 CIMA	29.248	0.21753	0.27662	0.27536	2.3145192	1.8505878	0.6994144	4.8645214
427	CUA-48 CIMA	29.256	0.18126	0	1.77821	1.9286064	0	4.5166534	6.4452598
428	CUA-49 BASE	29.228	0.13979	0.77175	0.70579	1.4873656	5.1630075	1.7927066	8.4430797
429	CUA-49 BASE	29.264	0.13256	0.48873	0	1.4104384	3.2696037	0	4.6800421

430	CUA-49 BASE	29.236	0.04805	0	1.02198	0.511252	0	2.5958292	3.1070812
431	CUA-49 BASE	29.26	0.0397	0.05239	0.75761	0.422408	0.3504891	1.9243294	2.6972265
432	CUA-49 BASE	29.268	0.15534	0.59887	1.46099	1.6528176	4.0064403	3.7109146	9.3701725
433	CUA-49 CIMA	29.256	0.2735	0	0.56644	2.91004	0	1.4387576	4.3487976
434	CUA-49 CIMA	29.252	0.28905	0.4511	0	3.075492	3.017859	0	6.093351
435	CUA-49 CIMA	29.24	0.12965	0.41994	0.49209	1.379476	2.8093986	1.2499086	5.4387832
436	CUA-49 CIMA	29.28	0.32209	0.0191	0.56376	3.4270376	0.127779	1.4319504	4.986767
437	CUA-49 CIMA	29.232	0.27267	0	0.81902	2.9012088	0	2.0803108	4.9815196
438	CUA-50 CENTRO	29.256	0.22378	0	0.58811	2.3810192	0	1.4937994	3.8748186
439	CUA-50 CENTRO	29.232	0.14728	0.15971	0.76732	1.5670592	1.0684599	1.9489928	4.5845119
440	CUA-50 CENTRO	29.236	0.18468	0	0.81381	1.9649952	0	2.0670774	4.0320726
441	CUA-50 CENTRO	29.252	0.15607	0	0.788	1.6605848	0	2.00152	3.6621048
442	CUA-50 CENTRO	29.268	0.21114	0.19863	0	2.2465296	1.3288347	0	3.5753643
443	CUA-51 BASE	29.24	0.27841	0	1.58475	2.9622824	0	4.025265	6.9875474
444	CUA-51 BASE	29.288	0.23383	0	0.56842	2.4879512	0	1.4437868	3.931738
445	CUA-51 BASE	29.26	0.25677	0	0	2.7320328	0	0	2.7320328
446	CUA-51 BASE	29.252	0.30624	0	1.84021	3.2583936	0	4.6741334	7.932527
447	CUA-51 BASE	29.22	0.14506	0.04546	1.27123	1.5434384	0.3041274	3.2289242	5.07649
448	CUA-51 CIMA	29.236	0.40136	0.22758	0.55895	4.2704704	1.5225102	1.419733	7.2127136
449	CUA-51 CIMA	29.188	0.2169	0.96895	1.19485	2.307816	6.4822755	3.034919	11.825011
450	CUA-51 CIMA	29.212	0.31799	0.18745	2.02695	3.3834136	1.2540405	5.148453	9.7859071
451	CUA-51 CIMA	29.3	0.24602	0	2.2981	2.6176528	0	5.837174	8.4548268
452	CUA-51 CIMA	29.24	0.43866	0.06981	0.82694	4.6673424	0.4670289	2.1004276	7.2347989
453	CUA-52 BASE	29.24	0.54178	0	1.60975	5.7645392	0	4.088765	9.8533042
454	CUA-52 BASE	29.276	0.43788	0.31729	1.0463	4.6590432	2.1226701	2.657602	9.4393153
455	CUA-52 BASE	29.244	0.27872	0	1.57443	2.9655808	0	3.9990522	6.964633
456	CUA-52 BASE	29.24	0.4048	0	1.82789	4.307072	0	4.6428406	8.9499126
457	CUA-52 BASE	29.24	0.33701	0.1874	2.02769	3.5857864	1.253706	5.1503326	9.989825
458	CUA-52 CIMA	29.248	0.6474	0	1.87888	6.888336	0	4.7723552	11.660691
459	CUA-52 CIMA	29.252	0.60065	0	1.37742	6.390916	0	3.4986468	9.8895628
460	CUA-52 CIMA	29.224	0.47199	0.59436	0.28947	5.0219736	3.9762684	0.7352538	9.7334958
461	CUA-52 CIMA	29.252	0.49646	0	0.62494	5.2823344	0	1.5873476	6.869682
462	CUA-52 CIMA	29.248	0.53304	0	1.35604	5.6715456	0	3.4443416	9.1158872
463	CUA-53 BASE	29.248	0.21168	0.54995	0	2.2522752	3.6791655	0	5.9314407
464	CUA-53 BASE	29.252	0.28364	0.01817	0.55828	3.0179296	0.1215573	1.4180312	4.5575181
465	CUA-53 BASE	29.264	0.18541	0.30702	1.0037	1.9727624	2.0539638	2.549398	6.5761242
466	CUA-53 BASE	29.224	0.23225	0	1.29599	2.47114	0	3.2918146	5.7629546
467	CUA-53 BASE	29.232	0.30149	0	0.83403	3.2078536	0	2.1184362	5.3262898
468	CUA-53 CIMA	29.252	0.2917	0.3567	1.2641	3.103688	2.386323	3.210814	8.700825
469	CUA-53 CIMA	29.276	0.37681	0.90606	0	4.0092584	6.0615414	0	10.0708

470	CUA-53 CIMA	29.26	0.39654	0.34841	1.77453	4.2191856	2.3308629	4.5073062	11.057355
471	CUA-53 CIMA	29.256	0.43213	0	2.09287	4.5978632	0	5.3158898	9.913753
472	CUA-53 CIMA	29.272	0.25524	0.57062	0.74369	2.7157536	3.8174478	1.8889726	8.422174
473	CUA-54	29.252	0.18738	0.81729	0.95438	1.9937232	5.4676701	2.4241252	9.8855185
474	CUA-54	29.272	0.20936	0.78488	0.22295	2.2275904	5.2508472	0.566293	8.0447306
475	CUA-54	29.264	0.22245	0	1.06034	2.366868	0	2.6932636	5.0601316
476	CUA-54	29.228	0.36419	0.13667	0.06945	3.8749816	0.9143223	0.176403	4.9657069
477	CUA-54	29.224	0.24763	0.98062	0.70431	2.6347832	6.5603478	1.7889474	10.984078

MEDICIÓN DE RAYOS GAMMA EN AFLORAMIENTOS DE LA FM. MEXCALA Y FM. MORELOS

Medición	Pto. de muestra	Exposición (s)	K %	U ppm	Th ppm	K*10.64	U*6.69	Th*2.54	API TOTAL
1	caliza	58.512	0.1	0.18513	0.63046	0.950046	1.23852	1.601368	3.789934
2	caliza	58.512	0.1	0.39757	0.37328	1.537267	2.659743	0.948131	5.145142
3	caliza	58.504	0.1	0.01875	1.13425	0.664894	0.125438	2.880995	3.671326
4	caliza	58.508	0.1	0.14364	1.24731	0.819599	0.960952	3.168167	4.948718
5	caliza	58.56	0.1	0	1.01527	0.873863	0	2.578786	3.429301
6	lodolita	58.348	1.9	2.02995	3.73061	20.29995	13.58037	9.475749	43.35606
7	lodolita	58.328	2.1	0.9727	7.56526	22.03225	6.507363	19.21576	47.75537
8	lodolita	58.332	2.1	0.7768	7.34767	22.65586	5.196792	18.66308	46.51573
9	lodolita	58.368	2	1.21575	5.79415	21.0605	8.133368	14.71714	43.91101
10	lodolita	58.32	2.1	1.59235	7.25653	21.91382	10.65282	18.43159	50.99823
11	lodolita	58.356	2	1.58444	6.37791	21.20914	10.5999	16.19989	48.00893
12	lodolita	58.34	1.8	0.8043	8.63949	18.96644	5.380767	21.9443	46.29151
13	lodolita	58.28	2.1	0.56693	7.6214	22.60713	3.792762	19.35836	45.75824
14	lodolita	58.396	2.1	1.28574	6.16882	21.96968	8.601601	15.6688	46.24009
15	lodolita	58.396	1.7	0.85226	8.61888	18.53414	5.701619	21.89196	46.12771
16	lodolita	58.276	2.1	1.2211	6.93499	22.29612	8.169159	17.61487	48.08015
17	lodolita	58.344	2.1	1.86371	5.63066	22.34443	12.46822	14.30188	49.11452
18	lodolita	58.304	2	2.07926	7.07572	21.21744	13.91025	17.97233	53.10002
19	limolita	58.42	1.4	1.25638	4.0853	15.10039	8.405182	10.37666	33.88224
20	limolita	58.432	1.3	1.19557	4.3235	14.30761	7.998363	10.98169	33.28766
21	limolita	58.456	1.7	0.32232	5.20215	17.70507	2.156321	13.21346	33.07485
22	limolita	58.46	1.4	0.56039	5.37995	15.01112	3.749009	13.66507	32.42521
23	limolita	58.384	1.5	0.51573	5.41204	16.22291	3.450234	13.74658	33.41973
24	marga	58.436	0.4	1.23804	2.9238	4.365592	8.282488	7.426452	20.07453
25	marga	58.436	0.5	1.52308	1.93127	5.60845	10.18941	4.905426	20.70328
26	marga	58.464	0.6	1.35929	2.44981	6.302923	9.09365	6.222517	21.61909
27	marga	58.428	0.6	2.38223	1.23559	5.875195	15.93712	3.138399	24.95071
28	marga	58.432	0.6	1.02467	2.60407	6.082037	6.855042	6.614338	19.55142

REFERENCIAS

Adams, J.A.S., y Fryer, G.E., 1964. Portable gamma-ray spectrometer for field determination of thorium, uranium, and potassium, in Adams, J. A. S., and Lowder, W. M., eds., *The natural radiation environment*: Chicago, University of Chicago Press, pp. 577-596.

Adler, P.M., y Thovet, J.F., 1999. *Fracture and Fracture Networks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Aguilera-Franco, N. 2003. Cenomanian-Coniacian zonation (foraminifers and calcareous algae) in the Guerrero Morelos basin, southern México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20 (3), pp. 202-222.

Aguilera-Franco, N. y Hernández-Romano, U., 2004. Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 170, pp. 135–162.

Aigner, T., Schauer, M., Junghans, W.D. y Reinhard, T. L., 1995. Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic. *Sedimentary Geology*, Vol. 100, pp. 47-61.

Álvarez Jr., M. 1958. Provincias fisiográficas de la República Mexicana. XX Congreso Geológico Internacional.

Andersson, P.D., Wasserburg, G.J., Chen, J.H., Papanastassiou, D.A., Ingrid, J., 1995. ^{238}U - ^{234}U and ^{232}Th - ^{230}Th in the Basaltic sea and river water. *Earth Planet. Sci. Vol.* 130, pp. 217-234.

Arroyo-Carrasco, A., 2007. *Bases Teóricas e Interpretación de Registros Geofísicos de Pozos*. UNAM, Facultad de Ingeniería, 527 p.

Arthur, M. A., Schlanger, S. O. y Jenkyns, H. C. 1987. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In *Marine petroleum source rocks* (ed. Brooks, J. & Fleet, A. J.), *Geological Society, London, Special Publication 26*, pp. 401 – 420.

Bassiouni, Z., 1994. Theory, Measurement, and Interpretation of Well Logs. Vol. 4. SPE Textbook Series.

Beck, M. E., Hosen, B.A., 2003. Absolute velocity of North America during the Mesozoic from Paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 377, pp. 33– 54.

Cabral-Cano, E., Lang, H. R., y Harrison, C. G. A. 2000a. Stratigraphic assessment of the Arcelia – Teloloapan area, southern México: implications for southern México's post-Neocomian tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, pp. 443 – 457.

Campa, M. F., Oviedo, R., Tardy, M. 1976. La cabalgadura laramídica del dominio volcanosedimentario (Arco de Alisitos – Teloloapán) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México. III Congreso Latino-Americano de Geología, México, p. 23.

Campa, U. M. F., y Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, pp. 1040-1051.

Cassidy, J., 1981. Techniques of field gamma-ray spectrometry. *Mineralogical Magazine* 44, pp. 391 - 398.

Cerca, M. y Ferrari, L., 2000. Patrones estructurales de la deformación laramídica en la parte oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos (resumen), Simposio Regional sobre el Sur de México, Reunión Anual, Puerto Vallarta, Jalisco, México: México D.F., Unión Geofísica Mexicana, GEOS, 20(3), 326 p.

Chamley, H. 1989. Clay sedimentology. Springer-Verlag, Berlin, Germany, 623 p.

Collins, Lindsay B., Read, J.F., Hogarth, J.W. y Coffey, Brian P., 2006. Facies, outcrop gamma ray and C–O isotopic signature of exposed Miocene subtropical continental shelf carbonates, North West Cape, Western Australia. *Sedimentary Geology* Vol. 185, pp. 1-19.

Corbett, K., Friedman, M. y Spang, J., 1987. Fracture development and mechanical stratigraphy of Austin Chalk. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 71, No. 1, pp. 17–28.

Corona-Esquivel, R., 1981 publicado en 1983, Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, Noreste del Estado de Guerrero: *Revista del Instituto de Geología*, 5(1), pp. 17-24.

De Cserna, Z., 1965. Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero, UNAM, Inst. Geología, Bol. 62, 76 p.

De Cserna, Z. 1974. Datos geocronométricos Terciarios de los Estados de México, Morelos y Guerrero. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* Vol. XXVI. No. 4-6, pp. 263-273.

De Cserna, Z., Ortega-Gutierrez, F., y Palacios-Nieto, M., 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, México, D.F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, pp. 1-33.

Deconinck, J.F. y Strasser, A., 1987. Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). *Eclogae Geol. Helv.* 80, pp. 753-772.

Ehrenberg, S. N. y Svånå, T. A., 2001. Use of Spectral Gamma-Ray Signature to Interpret Stratigraphic Surfaces in Carbonate Strata: An Example from the Finnmark Carbonate Platform (Carboniferous-Permian), Barents Sea. AAPG Bulletin. v. 85; no. 2; pp. 295-308.

Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A., 1991. Cycles and events in stratigraphy-basic concepts and terms. In Cycles and events in stratigraphy (Ed. by G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher), Springer, Berlin, pp. 1-19.

Erben, H. K., 1956a. El Jurásico Medio y el Calloviano de México. México, D. F., Cong. Geol. Internal., 20, monogr., 104 p.

Erben, H. K., 1956b. Estratigrafía a lo largo de la carretera entre México, D.F. y Tlaxiaco, Oaxaca, con particular referencia a ciertas áreas de los Estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca. México, D. F., Cong. Geol. Internal., 20, Excursión A-12, pp. 11-36.

Ershova, Z. V., 1967. The discovery of radioactivity and the first radioactive elements. On the hundredth anniversary of the birth of Marie Sklodowska Curie. Atomic Energy, Vol. 23 (5), pp. 1211-1214.

Evans, R. D., 1967. The Atomic Nucleus, McGraw-Hill Co. Inc., New York City.

Eyssautier-Chuine, S., Odonne, F. y Massonnat, G., 2002. Control of bioclast abundance on natural joint density in carbonate rocks: Data from Oman, Provence and Languedoc (France). Terra Nova, V. 14, pp. 198–204.

Fitz-Díaz, E., Campa, M.F., López-Martínez, M., 2002. Fechamiento de lavas andesíticas de la Formación Zicapa en el límite oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos (resumen), en 3ª Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, México: México D.F., Unión Geofísica Mexicana, GEOS, 22 (2), p. 178.

Flores de Dios, A., Buitrón, B.E., 1982, Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica, 12, pp.1-28.

Frakes, L.A. y Francis, J.E., 1990. Cretaceous palaeoclimates. In Cretaceous resources, events and rhythms: background and plans for research (Ed. by R.N. Ginsburg & B. Beaudoin) NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp. 273-287.

Francis, J.E. & Frakes, L.A., 1993. Cretaceous climates. In Sedimentology Review/1 (Ed. by V.P. Wright), Blackwell, Oxford, pp. 17-30.

Fries, Carl, Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, UNAM, Inst. Geología, Bol. 60, 236 p.

Gale, J.F.W., 2002. Specifying lengths of horizontal wells in fractured reservoirs. Society of Petroleum Engineers Reservoir Evaluation and Engineering, Paper No. 78600, pp. 266–272.

Gale, J. W., Laubach, S. E., Marrett, R. A., Olson, J. E., Holder, J., y Reed, R., 2004. Predicting and characterizing fractures in dolostone reservoirs: Using the link between diagenesis and fracturing, in C. J. R. Braithwaite, G. Rizzi, and G. Darke, eds., The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs: Geological Society (London) Special Publication 235, pp. 177–192.

Gerencia de Aguas Subterráneas, CNA. “Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Valle de Tepalcingo-Axochiapan, Estado de Morelos, 2002.

Gillespie, P. A., Howard, C. B., Walsh, J. J., y Watterson, J., 1993. Measurement and characterization of spatial distributions of fractures. Tectonophysics, Vol. 226, pp. 113– 141.

Gillespie, P. A., Walsh, J. J., Watterson, J., Bonson, C. G., y Manzochi, T., 2001. Scaling relationships of joint and vein arrays from The Burren, Co. Clare, Ireland. *Journal of Structural Geology*, Vol. 23, pp. 183–201.

Gomez, L., 2004. Predicting macrofracture spatial arrangement from small rock samples: Testing new analytical techniques using microfracture spacing (abs.). *AAPG Annual Meeting Program*, Vol. 13, pp. A53.

González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chavez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D., 2003. Paleocene adakite Au- Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics. *Journal of Geochemical Exploration* 4105, pp. 1-16.

Grajales-Nishimura, J.M., Sánchez-Hernández, R. 1979. Estudio Petrológico del matamorfismo de contacto de la zona de Tlaica Mor. México, D.F. IPN, Tesis de Licenciatura, 75 p.

Gross, M.R., 1993. The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara coastline, California. *Journal of Structural Geology*, Vol. 15, pp. 737-751.

Gross, M.R., y Engelder, T., 1995. Strain accommodated by brittle failure in adjacent units of the Monterey Formation, U.S.A.: scale effects and evidence for uniform displacement boundary conditions. *Journal of Structural Geology*, Vol.17, pp.1303-1318.

Gross. M.R., Fischer, M.P., Engelder, T. y Greenfield, R.J., 1995. Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks: integrating numerical models with field observations from the Monterey Formation, USA. In: M.S. Ameen (Editor), *Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 92, pp. 215 233.

Hanks, C.L., Lorenz, J.C., Teufel, L. y Krumhardt, A.P., 1997. Lithologic and structural controls on natural fracture distribution and behavior within the Lisburne group, Northeastern Brooks range and north slope subsurface, Alaska. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 81, pp. 1700–1720.

Hernandez-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martinez-Medrano, M, y Barceló-Duarte, J., 1997. Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec, Área, Guerrero State, southern Mexico. *Cretaceous Research*, 18, pp. 661-686.

Hernández Romano, U. Aguilera-Franco N., Buitrón B.E., 1998, Late Cenomanian fossil association from Morelos, Mexico, Stratigraphic Implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 15, pp. 46-56.

Hernández-Romano, U., 1999, Facies, stratigraphy, and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico: University of Reading, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, tesis doctoral, 322 p.

Hillier, S. 1995. Erosion, sedimentation and sedimentary origin of clays. In *Origin and mineralogy of clays- clays and the environment* (Ed. by B. Velde), Springer, Berlin, pp. 162-219.

Hobbs, W. H., 1904. Lineaments of the Atlantic border regions. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 15, pp. 483-506.

Hobbs, W. H., 1905. Examples of joint-controlled drainage from Wisconsin and New York. *Journal of Geology*, Vol. 13, pp. 363-374.

Huang, Q. y Angelier, J., 1989. Fracture spacing and its relation to bed thickness. *Geol. Mag.*, Vol. 126, pp. 355-362.

Juárez-Arriaga, E., 2006. Marco de Estratigrafía de Secuencias para la Sucesión Sedimentaria Terrígeno-Carbonátada del Paleozoico Superior del Área de Olinalá, Guerrero, México. México, D.F.; UNAM, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 93 p.

Koptíková, L., Hladil, J., Slavík, L., Čejchan, P. y Bábek, O., 2010. Fine-grained non-carbonate particles embedded in neritic to pelagic limestones (lochkovian to emsian, prague synform, czech republic): composition, provenance and links to magnetic susceptibility and gamma-ray logs. *Geologica Belgica*. 13(4), pp. 407 - 430.

Ladeira, F.L. y Price, N.J., 1981. Relationship between fracture spacing and bed thickness. *Journal of Structural Geology*, Vol. 3, pp. 179-183.

Lapp, R. E., Andrews, H. L., 1964. *Nuclear Radiation Physics*. 3rd edition, Prentice-Hall Inc. NJ.

Laubach, S. E., y Tremain, C. M., 1991. Regional coal fracture patterns and coalbed methane development, in J. C. Rogiers, ed., *Rock mechanics as multidisciplinary science: Proceedings of the 32nd U.S. Symposium: Rotterdam*, A. A. Balkema, pp. 851– 859.

Laubach, S. E., Marrett, R. A., Olson, J. E., y Scott, A. R., 1998. Characteristics and origins of coal cleat. A review: *International Journal of Coal Geology*, Vol. 35, pp. 175– 207.

Lawn, B.R., y Wilshaw, T.R., 1975. *Fracture of Brittle Solids*. Cambridge University Press.

Levinson, A. A., Coetzee, G. L., 1978. Implications of disequilibrium in exploration for uranium ores in the surficial environment using radiometric techniques – a review. *Miner. Sci. Eng.*, 10, pp. 19 – 27.

Marrett, R., 1996. Aggregate properties of fracture populations, in P. A. Cowie, R. J. Knipe, I. G. Main, and S. F. Wojtal, eds., Special issue: Scaling laws for fault and fracture populations; analyses and applications. *Journal of Structural Geology*, Vol. 18, No. 2–3, pp. 169– 178.

Marrett, R., Ortega, O., y Kelsey, C., 1999. Extent of power-law scaling for natural fractures in rock. *Geology*, Vol. 27, No. 9, pp. 799– 802.

Mauldon, M., Dunne, W. M., y Rohrbaugh Jr., M. B., 2001. Circular scanlines and circular windows: New tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of Structural Geology*, Vol. 23, pp. 247–258.

Molina Garza, R. et al., 2003, Paleomagnetism of the Cretaceous Morelos and Mezcala Formations, southern Mexico. *Tectonophysics*, Vol. 361, pp. 301-317.

Narr, W. y Suppe, J., 1991. Joint spacing in sedimentary rocks. *J. Struct. Geol.*, Vol. 13, pp. 1037–1048.

Nelson, R. A., 1985. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*, Gulf Publishing, Houston, Texas, Contr. in Petrol. Geology and Eng., No. 1, 320 p.

Nelson, R.A., 2001. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Houston: Gulf Publishing, Boston.

Nilsen, T. H., 1973. The relation of joint patterns to the formation of folds in western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 53, pp. 183-194.

Odonne, F., Le´zin, C., Massonnat, G., y Escadeillas, G., 2007. The relationship between joint aperture, spacing distribution, vertical dimension and carbonate stratification: An example from the Kimmeridgian limestones of Pointe-du-Chay (France). *Journal of Structural Geology*, Vol. 29, pp. 746–758.

Ontiveros-Tarango, G., 1973, Estudio estratigráfico de la porción noroccidental de la Cuenca Guerrero-Morelos: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 25(4-6), pp. 190-234.

Ortega, O.J., Marrett, R., y Laubach, S.E., 2006. A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 90, No. 2 , pp. 193–208

Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la región de la Mixteca Baja, Estado de Puebla, UNAM, Inst. Geología, Revista, v.2, pp. 112-131.

Ortega-Gutierrez F., 1980. Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero., in Sociedad Geológica Mexicana. Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas. V Convención Geológica Nacional, pp. 34-38

Ortega-Gutiérrez, F., 1981. La evolución tectónica premisisípica del sur de México, UNAM, Inst. Geología, Revista, 5, pp. 140-157.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Arandara-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D.J, Alaniz-Álvarez, S.A. y Nieto-Samaniego, Á.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, 5ª ed.: UNAM, Instituto de Geología; Secretaria de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, Mapa de escala 1:2'000,000, con texto explicativo de 74 p.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G., 2008, On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 25, núm. 2, pp. 346-364.

Pawellek, T. y Aigner, T., 2003. Stratigraphic architecture and gamma ray logs of deeper ramp carbonates (Upper Jurassic, SW Germany). *Sed Geol* 159, pp. 203–240

Pollard, D.D. y Segall, P., 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In: B.K. Atkinson (Editor), *Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, London, pp. 277-349.

Pollard, D., y Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 100, pp. 1181-1204.

Postma, G. y Ten Veen, J. H., 1999. Astronomically and tectonically linked variations in gamma-ray intensity in Late Miocene hemipelagic successions of the Eastern Mediterranean Basin. *Sedimentary Geology* 128, pp. 1 – 12.

Price, G.D., Valdes, P.J. & Sellwood, B.W., 1998. A comparison of GCM simulated Cretaceous 'greenhouse' and 'icehouse' climates: implications for the sedimentary record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 142, pp. 123-138.

Priest, S. D., y Hudson, J. A., 1976. Discontinuity spacing in rock. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Science, and Geomechanics Abstracts*, Vol. 13, pp. 135– 148.

Ramsay J. G. y Huber M. I., 2002. *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures*. Sixth reprinting, Academic Press.

Rives, T., Razack, M., Petit, J.-P. y Rawnsley. K.D., 1992. Joint spacing: analogue and numerical simulations. *J. Struct. Geol.*, Vol. 14 pp. 925 937.

Robinson, D. & Wright, V.P. 1987. Ordered illite-smectite and kaolinite-smectite: pedogenic minerals in a Lower Carboniferous paleosol sequence, south Wales? *Clay minerals* 22, pp. 109-118.

Rouleau, A., y Gale, J.E., 1985. Statistical characterization of the fracture system in the Stripa Granite, Sweden. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Science and Geomechanical Abstracts*. Vol. 22, pp. 353-367.

Ruffell, A., Worden, R., 2000. Palaeoclimate analysis using spectral cray data from the Aptian (Cretaceous) of southern England and southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, pp. 265–283.

Salinas-Prieto J. C., Monod O., y Faure M. 2000. Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences* 13, pp. 389-402.

Salkind, N.J., 2004. *Statistics for People Who (Think They) Hate Statistics*. Sage Publishing Inc., Thousand Oaks.

Sánchez-Zavala, J.L., 1993, *Secuencia volcano-sedimentaria del Jurásico superior-Cretácico Arcelia-Otzolopan (Terreno Guerrero), área de Valle de Bravo-Zacazonapan, Estado de México: Petrografía, Geoquímica, Metamorfismo e Interpretación Tectónica* Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 100 p.

Sanderson, D.J., Roberts, S., y Gumiel, P., 1994. A fractal relationship between vein thickness and gold grade in drill core from La Codosera, Spain. *Economic Geology*, Vol. 89, pp.168-173.

Schlumberger, 1987. *Log Interpretation Principles/Applications*, Houston.

Schwarsacher, W., 1993. *Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory*. *Developments in Sedimentology* 52, Elsevier, Amsterdam, 225 p.

Serra, O., Baldwin, J., y Quiren, J., 1980. *Theory, Interpretation and Practical Application of Natural Gamma Ray Spectroscopy*. *Trans. SPWLA 21st Annu. Logging Symp.*, Q1-Q30.

Sharp, J.M., Jr., 1993. Fractured Aquifers/Reservoirs: Approaches, Problems, and Opportunities. Memoirs of the 24th Congress of the IAH, Oslo, Norway.

Silva-Romo, G., 2008. Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortis block? Tectonic implications: *Geology*, 36(1), pp. 75-78.

Simpson, G.D.H., 2000. Synmetamorphic vein spacing distributions: characterisation and origin of a distribution of veins from NW Sardinia, Italy. *Journal of Structural Geology*, Vol. 22, pp. 335-348.

Singer, A., 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments-review. *Earth Sci. Rev.* 21, pp. 251-293.

Stearns, D.W., 1968a, Fracture as a Mechanism of Flow in Naturally Deformed Layered Rock, in *Kink Bands and Brittle Deformation*, A.J. Baer and D.K. Norris, Eds., *Geol. Surv. Can.*, Vol. 68-52, pp. 79-95.

Stearns, D.W., 1964. Macrofracture Patterns on Teton Anticline, Northwest Montana. *Amer. Geophys. Union Trans.*, Vol. 45, pp. 107-108.

Stearns, D.W., 1968b. Certain Aspects of Fracture in Naturally Deformed Rocks, in NSF Advanced Science Seminar in Rock Mechanics, R. E. Rieker, Ed., Special Report, Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, Massachusetts, AD 6693751, pp. 97-118.

Stearns, D.W., y M. Friedman, 1972. Reservoirs in Fractured Rock. American Association of Petroleum Geology, Memoir 16, pp. 82-100.

Svendsen, Johan B., Hartley y Neil R., 2001. Comparison between outcrop-spectral gamma ray logging and whole rock geochemistry: implications for quantitative reservoir characterization in continental sequences. *Marine and Petroleum Geology*.18, pp. 657-670.

Valdes, P.J., Sellwood, B.W. y Price, G.D., 1996. Evaluating concepts of Cretaceous equability. *Palaeoclimates* 2, pp. 139-158.

Weber, R., Centeno-García, E., y Magallón-Puebla, S. A., 1987, La Formación Matzitz, estado de Puebla, tiene una edad permocarbonífera, en Segundo Simposio sobre la Geología Regional de México, Programa y Resúmenes: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, pp. 57-59.

Weber, R., 1997, How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian flora in Puebla and Hidalgo, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, pp. 225-243.

Wennberg, O.P., Svana, T., Azizzadeh, M., Aqrawi, A.M.M., Brockbank, P., Lyslo, K.B., Ogilvie, S., 2006. Fracture intensity vs. mechanical stratigraphy in platform top carbonates: the Aquitanian of the Asmari Formation, Khaviz Anticline, Zagros, SW Iran. *Petroleum Geoscience*, Vol. 12, pp. 235–245.

Youmans, A. y Monaghan, R., 1964. Stability Requirements for Scintillation Counters Used in Radioactivity Logging. AIME.