



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

FACULTAD DE INGENIERÍA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**ANÁLISIS MICROFACIAL DE UNA SECUENCIA MARGOSA-CALCÁREA DE
UNA ZONA DE TRANSICIÓN PLATAFORMA-CUENCA DEL CRETÁCICO
TARDÍO EN LA PORCIÓN CENTRAL DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRÍA EN GEOLOGÍA APLICADA

PRESENTA

ING. MARÍA MERCEDES ZAVALA ARRIAGA

ASESOR

DR. RUBÉN LÓPEZ DONCEL

ALUMNA BECADA POR

CONSEJO NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

CLAVE 262373

SAN LUIS POTOSÍ, S.L.P. SEPTIEMBRE DE 2013



15 de agosto de 2013

A LA ING. MARÍA MERCEDES ZAVALA ARRIAGA
P R E S E N T E.

En atención a su solicitud de Temario, presentada por el **Dr. Rubén Alfonso López Doncel**, Asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de *Maestría en Ciencias en Geología Aplicada*. Me es grato comunicarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 15 de agosto del presente año, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

“ANÁLISIS MICROFACIAL DE UNA SECUENCIA MARGOSA-CALCÁREA DE UNA ZONA DE TRANSICIÓN PLATAFORMA-CUENCA DEL CRETÁCICO TARDÍO EN LA PORCIÓN CENTRAL DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO”

Introducción.

- I. Generalidades.
- II. Análisis de microfacies.
- III. Procedencia y análisis de depósito.
- IV. Interpretación y resultados.

Conclusiones.

Bibliografía.

Apéndice.



“MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO”

A T E N T A M E N T O



M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION



**FACULTAD
DE INGENIERÍA**
Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria - CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336
www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

“90 Años de Autonomía, UASLP Primera Universidad Autónoma en México”

Índice general

Índice general	i
Índice de ilustraciones	iv
Índice de láminas	vii
Índice de tablas	viii
Agradecimiento	ix
Resumen	xi
Introducción	1
Objetivo	2
Antecedentes	3
Materiales y equipo	6
Metodología	6
I. Generalidades.	10
1.1 Localización y vías de acceso	10
1.2 Fisiografía y geomorfología	12
1.3 Clima y vegetación	14
1.4 Marco geológico regional	15
1.5 Estratigrafía	20
1.6 Marco Teórico	23
1.6.1 El aporte de arcillas para el proceso diagenético de sedimentos carbonatados a sedimentos calcáreo-margosa	23
1.6.2 Definición de facies sedimentarias	26
1.6.3 Ciclicidad	28
II. Análisis de microfacies.	31
2.1 Descripción litológica del perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande, Miembro Superior (margoso-calcáreo) de la Formación Tamabra	31
2.2 Descripción de facies a nivel afloramiento (macroscópico)	34
2.3 Análisis microfacial de la secuencia calcáreo-margosa-lutítica y brechas calcáreas	37
2. 3.1 Descripción generalizada de la masa básica	38

2. 3.2 Tamaño de grano	38
2.3.3 Clasificación de texturas	38
2.3.4 Análisis de componentes	39
2.3.5 Análisis de granos esqueléticos	39
2.3.6 Descripción detallada del análisis microfacial	41
III. Procedencia y análisis de depósito.	67
3.1 Análisis del depósito de secuencias calcáreas	67
3.2 Depósito de secuencias turbidíticas en la Unidad Superior, del perfil Arroyo Grande	72
3.3. Microfacies de turbiditas calcáreas y área fuente	74
3.4 Procedencia de las areniscas presentes en el perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande	77
3.5 Interpretación de procedencia según diagramas ternarios	79
IV. Interpretación y resultados.	88
4.1. Interpretación del depósito	88
4.2. Interpretación secuencial	90
4.3. Interpretación y resultados del análisis Markoviano en secuencias calcáreo margosa	92
4.4. Comprobación del método por medio de Chi-cuadrado (X^2)	97
4.5. Resultados de la interpretación de las areniscas	100
Conclusiones.	101
Bibliografía.	102
Apéndice.	108
Apéndice 1. Clasificación de las rocas carbonatadas según Folk (1959, 1962)	108
Apéndice 2. Escala de tamaño de grano de Wentworth y Udden y tamaño de granos basado en términos para diferenciar rocas carbonatadas Flügel (2004)	109
Apéndice 3. Clasificación de carbonatos según Dunham (1962) modificado	110

por Embry y Klovan (1972)	
Apéndice 4. Diagrama para la clasificación de Facies y Microfacies propuestas por Wilson (1975)	111
Apéndice 5. Petrográfica de láminas delgadas.	112
Apéndice 6. Fotomicrografías de areniscas calcáreas	118
Apéndice 7. Tabla de distribución Chi X^2	119

Índice de ilustraciones

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio Arroyo Grande	10
Figura 2. Mapa de localización y vías de acceso al área de estudio.	11
Figura 3. Provincias Fisiográficas Mesa del Centro, Sierra Madre Oriental y localización del área de estudio.	13
Figura 4. Mapa de climas.	14
Figura 5. Localización del área de estudio entre la zona de transición Plataforma Valles San Luis Potosí-Cuenca Mesozoica del Centro de México.	16
Figura 6. Mapa geológico del área de estudio.	18
Figura 7 Columna estratigráfica del área de estudio	19
Figura 8 Alternancia rítmica de capas calcáreas y arcillosas	24
Figura 9 Perfil estratigráfico-facial de la Formación Tamabra, medido en el Arroyo Grande	33
Figura 10 Fotomicrografías del afloramiento de la Unidad Inferior	34
Figura 11. Fotografía del afloramiento de la Unidad Media.	35
Figura 12. Fotografía: Fenómenos que aparecen asociados a las deformaciones profundas dúctiles, que recibe el nombre de “ <i>boudinage</i> ”	35
Figura13. Fotografía a, b, c, d: Intercalación de capas de caliza y lutitas fisiles	36
Figura 14. Ubicación de muestreo sobre el área de estudio Arroyo Grande	37
Figura 15. Muestra el cambio de matriz micrita a cemento esparita	40
Figura 16. Gráfico de texturas deposicionales según Dunham (1962) en el análisis de las microfacies para la Unidad Inferior	42
Figura 17. Gráfico de texturas deposicionales según Dunham (1962) en el análisis de las microfacies para la Unidad Media y Superior	43
Figura 18. Leyenda de interpretación de columnas en el análisis de las microfacies	44
Figura 19. Gráfico de representaciones en abundancias litológicas para la secuencia medida del perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande	68
Figura 20. Gráfico representativo del dominio de las zonas de facies (ZF1)	69
Figura 21. Gráfico representativo en dominio de zonas de facies (ZF4)	70

Figura 22 Gráfico representativo en el dominio de dos zonas de facies (ZF4 y ZF1)	71
Figura 23. Se observan de abajo hacia arriba los horizontes de la secuencia <i>Bouma</i>	73
Figura 24. Describe los horizontes de la secuencia <i>Bouma</i>	73
Figura 25. Fotografía en la que se presentan las diferentes microfacies y horizontes de secuencia <i>Bouma</i>	74
Figura 26. Esquema de representación de la formación de turbiditas calcáreas en relación con la fuente	76
Figura 27. Ubicación de muestreo sobre el área de estudio Arroyo Grande	78
Figura 28. Contenido modal de las areniscas procedentes de diferentes ambientes tectónicos a partir de los diagramas QFL de Dickinson (1986)	79
Figura 29. Diagrama de clasificación de areniscas según Pettijohn (1975)	81
Figura 30 Diagramas ternarios de clasificación de areniscas según Fuchtbauer (1988)	83
Figura 31. Diagramas ternarios de clasificación de areniscas según McBride (1963)	84
Figura 32. Diagrama triangular para la discriminación de ambientes de procedencia de Dickinson and Suczeck (1979)	85
Figura 33. Diagrama triangular de Heinrich (1972). Qm: cuarzo Monocristalino; F: feldespato; Lt: fragmentos líticos	86
Figura 34. Diagrama ternario de ambientes tectónicos de depósito Dickinson (1986)	87
Figura 35. Modelo representativo de correlación estratigráfica entre la PVSLP y CMCM, desarrollo de ambiente de talud para el Mesozoico Tardío en la zona de estudio	89
Figura 36. Interpretación del perfil- microfacial Arroyo Grande a partir de la asociación de estándares de microfacies	91
Figura 37. Interpretación de las texturas deposicionales para el Perfil	93

estratigráfico-facial Arroyo Grande

Figura 38. Matriz de transición observada	94
Figura 39. Matriz de transición esperada	95
Figura 40. Matriz de transición de eventualidad (probabilidad)	95
Figura 41. Matriz de diferencias proporcionales	96
Figura 42. Histograma representativo de las probabilidades de repetición de los SMF	96
Figura 43. Diagrama de transición de eventos	97
Figura 44. Gráfico de región de aceptación	99

Índice de láminas

Lámina 1 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	45
Lámina 2 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	46
Lámina 3 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	47
Lámina 4 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	48
Lámina 5 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	49
Lámina 6 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	50
Lámina 7 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	51
Lámina 8 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	52
Lámina 9 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	53
Lámina 10 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	54
Lámina 11 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	55
Lámina 12 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	56
Lámina 13 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	57
Lámina 14 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	58
Lámina 15 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	59
Lámina 16 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	60
Lámina 17 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	61
Lámina 18 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	62
Lámina 19 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	63
Lámina 20 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	64
Lámina 21 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	65
Lámina 22 Fotomicrografías a, b, c, d, e, f, g	66

Índice de tablas

Tabla 1. Tabla de resultados obtenidos del método por conteo de puntos	82
Tabla 2. Tabla de frecuencias	98

Agradecimiento

A:

Dios, en principio por darme la oportunidad de vivir y por estar conmigo en todo lo que realizo, por fortalecer mi corazón e iluminar mi mente, por haber puesto en mi camino a aquellas personas que compartieron sus conocimientos para conmigo, que han sido mi soporte y que de cierta manera actúan como pilares dentro de mi formación.

Al CONACYT por otorgarme el apoyo económico para poder lograr mis objetivos, de obtener una especialidad en Ciencias Aplicadas, con la beca clave 262373.

Al proyecto de Ciencias Básicas SEP-CONACYT 130282, a cargo del Dr. Rubén López Doncel, por financiar mi proyecto en el desarrollo de las metodologías de campo, la elaboración de láminas delgadas y la edición del presente trabajo de investigación.

A mi asesor Dr. Rubén López Doncel, por su asesoría en la realización del presente trabajo, comprensión, paciencia y amistad, quien ha tenido mucha confianza en mí y que me ha brindado su apoyo, desde que realice un Verano de la Ciencia hasta la obtención de un grado de Maestría.

A Luis Humberto a quien agradezco todo su amor y comprensión en momentos de tanta presión y que algunas veces tal vez descuide, pero que jamás olvide y que siempre valore, por brindarme su apoyo incondicional.

Gracias por amarme como solo tú lo puedes hacer.

A mi princesa Evelyn Joselyn, quien siempre me acompañó desde un inicio y que, algunas veces se desveló conmigo, quien me comprendió demasiado a pesar de ser tan pequeña, quien llegaba a preguntarme cuando estaba sentada con mi computadora ¿mamá haciendo tadea?, esa hermosa bebé tan inteligente, que Dios me dio.

A mis padres, (Martín y Elvia) que aún se encuentran conmigo, a quienes amo y adoro y que con gran sacrificio han podido darme la oportunidad de formarme como persona y como profesionalista.

A mi dos hermanas extraordinarias que tengo a quienes quiero y apoyaré siempre en todo lo que realicen, a mis sobrinos Erick L. y Dana E. a mi cuñado y compadre Miguel, que siempre me dijo “échale ganas” y que me brindó su apoyo.

A mis suegros, María Luisa, Francisco Cuevas quienes a distancia siempre estuvieron motivándome en este difícil camino, cuñados, tíos, por darme el aliento necesario y la motivación para terminar lo que hace dos años inicie.

Al todo el personal del Instituto de Geología, al director Dr. Rafael Barboza Gudiño, al coordinador de posgrado Dr. Damiano Sarocchi, al Dr. Margarito Tristán, Dr. Ramón Torres, Dr. Ricardo Saucedo, Dr. Alfredo Aguillón, Dr. Yam Zul Ocampo Díaz, Dr. Lorenzo Borselli, MC. Guillermo Alvarado.

Al Ing. Erasmo Mata por su amistad, por su colaboración en la preparación de láminas delgadas.

A mis compañeros de Maestría, con quien compartí momentos de alegría y tensión, agradezco a ellos por estar conmigo en todo momento y brindarme su apoyo, Ing. Manuel Ochoa, Ing. Wendy Puente, Ing. Alfredo de la Calleja, Ing. David Contreras.

A las maestras de la Estancia Infantil Rosario Castellanos, Gabriela, Andy, Guadalupe, Carmen por apoyarme en el cuidado de mi hija mientras yo estaba en la escuela, a quienes les agradezco enormemente todo lo que hacen por mi pequeña.

Resumen

La zona de estudio se encuentra al noreste de la capital de San Luis Potosí perteneciente al Municipio de Villa Hidalgo S.L.P. geológicamente se ubica en el límite de las dos grandes unidades paleogeográficas del Cretácico: La Plataforma Valles San Luis Potosí (PVSLP) y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM). La sección estratigráfica-facial medida tiene 100 m de espesor y está compuesta por sedimentos marinos que incluyen sedimento arcilloso, arenoso y calcáreo margoso, calizas y lutitas que constituyen la parte superior de La Formación Tamabra del borde oriental de la PVSLP. Las sucesiones de facies que se encuentran descritas en la sección medida incluyen turbiditas calcáreas depositadas en distancias medias, no tan cercanas a la fuente, areniscas con estructuras sedimentarias, estratificación gradada, grano decreciente, estratificación cruzada y presencia de marcas de carga. Las capas calcáreas incluyen *mudstones*, *wackstones*, *packstone* y *grainstones* y los componentes principales son bioclóstos alóctonos provenientes de la plataforma, así como algunos foraminíferos pelágicos. Con el aumento del material arcilloso las calizas pasan gradual o repentinamente a margas, e incluso a lutitas. Las capas de caliza constituyen el 83% seguido de un 47% para las capas margosas. Las areniscas corresponden a grauvacas líticas, cuyos componentes señalan una procedencia de un orógeno reciclado, y un ambiente de depósito generado en zonas de colisión y cinturones de cabalgamiento. La sección medida permite identificar eventos u “oleadas” de material clástico continental en fragmentos que van desde 125 μm arena fina hasta 1 μm arcilla fina, y que se mezclan o sustituyen a la sedimentación carbonatada. El análisis facial y microfacial de estos depósitos ayudo a determinar que el ambiente de depósito corresponde a zonas de cuenca profunda, con influencia de sedimentos de zonas del margen de la plataforma y talud, que provocaron el ocaso y culminación de la sedimentación carbonatada que más tarde terminaría colmatando a la CMCM y cubriendo a la PVSLP.

El análisis microfacial se realizó en base al estudio petrográfico de 182 láminas delgadas. En su mayoría registra un porcentaje alto de 70% para las zonas de

facies (ZF 1 y 4) correspondiendo un total de 29% para las ZF 1 y 41% para las ZF 4. Las facies de la zona 4 incluyen texturas *mudstone*, *packstone*, *rudstone* y *floatstone* con depósitos de brechas calcáreas, sedimentos de plataforma retrabajados mezclados con sedimentos pelágicos, con gran variedad de tamaños de grano y depositados por flujo de escombros en zonas de facies de cuenca profunda. El análisis de estándares de microfacies también permitió analizar el grado de ciclicidad de la secuencia, el cual fue comparado por medio de la cadena Markoviana, dando como resultado un grado de ciclicidad bajo de 0.235, relacionada con los ciclos de tercer orden con duración en tiempo de 3-0.5 Ma.

Introducción

A finales del Cretácico la inestabilidad tectónica se incrementó, con numerosas etapas transgresivas separadas por regresiones relativas que provocaron que casi un 40% de los continentes quedara bajo el mar. Debido a esto se desarrollaron plataformas de aguas someras donde se produjeron importantes depósitos calcáreos. La gran transgresión mundial cretácica también causó que las cuencas se hicieran igualmente más profundas, propiciando con esto depósitos pelágicos incluso anóxicos. Tales condiciones prevalecían a finales del Cretácico entre la bien desarrollada PVSLP y la CMCM. Las condiciones en el tipo de sedimentación cambiaron a finales del Maastrichtiano cuando la porción occidental de México era levantada debido a la Orogenia Laramide, con lo que material detrítico fue incorporado gradualmente hasta ser el material dominante. Los cinturones faciales que se encontraban entre la aún existente PVSLP y la CMCM exhiben interesantes intercalaciones de sedimentos mixtos arcillosos–calcáreos.

Las facies sedimentarias están conformadas por rasgos que son importantes para la interpretación y reconstrucción de ambientes sedimentarios. Los depósitos sedimentarios no solamente reflejan su historia predeposicional, sino que además tienen impreso algún registro del ambiente de depósito. Uno de los factores importantes en el análisis ambiental es la naturaleza del medio desde el cual fueron depositados. Las masas de sedimentos y rocas sedimentarias acumuladas se pueden subdividir y distinguir unas de otras por sus características litológicas, geométricas, estructuras sedimentarias, red de paleocorrientes, fósiles, etc. definiéndose como facies sedimentarias.

En el límite entre la PVSLP y la CMCM, existen secuencias del Cretácico Tardío de tipo margoso-calcáreas, típicas de ambientes profundos de cuenca asociados con ambientes de talud. Estas secuencias, depositadas en el Turoniano (Cretácico Tardío) se vieron influenciadas por aportes detríticos-arcillosos cambiando, paulatinamente de un dominio carbonatado en la base de la Formación Tamabra a un ambiente calcáreo-arcilloso, representado por la parte Superior de la Formación Tamabra (Soyatal) de edad Turoniano-Campaniano.

El estudio detallado de estas secuencias en base al análisis microfacial, nos permitió realizar la interpretación y reconstrucción del ambiente de depósito y el origen de los sedimentos, incluyendo las rocas carbonatadas (calizas), las calcáreo-arcillosas (margas) y las detríticas (areniscas).

Objetivo

Determinar en base a un detallado estudio estratigráfico, petrográfico y microfacial, el ambiente y tipo de depositación de una secuencia de composición mixta, calcáreo-arcillosa en un ambiente de depósito mixto, entre una cuenca y una plataforma carbonatada durante el Cretácico Tardío.

Objetivos específicos

- ⊙ 1.- Diferenciar y describir las secuencias calcáreas-margosas, así como llevar a cabo una recolección de muestras en campo.
- ⊙ 2.- Construir un perfil estratigráfico-facial que permita, establecer las diferencias entre secuencias y depósitos sobre el arroyo denominado Arroyo Grande.
- ⊙ 3.- Analizar los componentes que conforman la roca, para determinar su textura y en base a ello su clasificación.
- ⊙ 4.- Determinar las zonas de facies y microfacies calcáreas sobre el perfil estudiado.
- ⊙ 5.- En base a un análisis estadístico y cuantitativo, conocer la procedencia y ambiente de depósito de areniscas del Cretácico Tardío en el área de estudio.

Justificación

El presente trabajo se realizó con la finalidad de dar a conocer trabajos de investigación relacionados con el análisis de las microfacies, pues son pocos los estudios relacionados y publicados a este tipo de ambientes en el Estado de San Luis Potosí. La descripción de las facies y microfacies de rocas depositadas en

ambientes transicionales entre una cuenca y una plataforma son de gran importancia ya que contienen una mezcla de sedimentos autóctonos y alóctonos que coexisten en una misma zona de depositación. Aunado a esto la sedimentación de litologías mixtas, clástico-carbonatado, tal como aparecen en el perfil del presente estudio, significa un cambio importante en el material de aporte y evidencia orígenes y procedencias contrastantes. Es precisamente esta sedimentación mezclada, tanto de ambientes como de litologías lo que ha provocado gran confusión tanto en su descripción como en su interpretación en los pocos reportes y estudios de investigación realizados en la zona. Este trabajo describe las diferentes facies, microfacies y litologías existentes y aclara las zonas donde se formaron y donde finalmente fueron depositadas. La realización de trabajos de investigación de este tipo son igualmente justificables no sólo desde el punto de vista de investigación y para la mejor interpretación de la paleogeografía del Cretácico Tardío en el centro de México, sino que contribuye enormemente a obtener información práctica y aplicada ya que es precisamente en estas rocas donde ocurren importantes yacimientos de combustibles fósiles tanto de gas como de petróleo.

Antecedentes

Los depósitos de una zona de transición “plataforma–cuenca” han sido estudiados ampliamente y definidos en la PVSLP por numerosos autores, principalmente en el margen oriental en el campo petrolero de Poza Rica y La Faja de Oro.

El primer autor que reportó algunos estudios fue Heim (1940), quien define con el nombre de Formación Tamabra a la interdigitación de sedimentos carbonatados de aguas profundas de la Formación Tamaulipas con sedimentos de aguas someras de la caliza El Abra.

Más tarde Barnette e Illing (1956), describieron la litología de la Formación Tamabra en dos partes: Tamabra Inferior compuesta de brechas dolomitizadas

con bioclásticos y Tamabra Superior conformada por capas de calizas y dolomías con fragmentos de rudistas.

Posteriormente Carrillo-Bravo (1971), describe a la Plataforma Valles San Luis Potosí, mediante trabajos de geología superficial realizados para Petróleos Mexicanos, como un elemento paleogeográfico de edad Mesozoica.

La Plataforma Valles San Luis Potosí está compuesta de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas, sobre el cual se depositaron secuencias delgadas de sedimentos marinos del Jurásico Superior y rocas evaporíticas, calizas de tipo arrecifal y post-arrecifal del Cretácico.

Enos (1974 y 1977), estudia la Formación Tamabra diferenciando principalmente cinco litologías: 1.- *Grainstone* y *packstone* de bioclásticos, 2.- *Wackestone* de rudistas, 3.- *Wackestone* con microfósiles pelágicos, 4.- Brechas con fragmentos de *grainstone* y *packstone* con bioclásticos y *wackestone* con fauna pelágica, 5.- Dolomías representadas por depósitos de flujos de escombros (*debris flow*). En el mismo tiempo Carrasco-Velázquez (1977) describía el tipo de sedimentos y procesos durante el Albiano en el borde oriental de la PVSLP en las localidades de Río Guayalejo, Xilitla y Metztlán, caracterizada por la presencia de sedimentos carbonatados de aguas someras con rudistas (Formación El Abra), depósitos de flujos de escombros y bloques exóticos de origen alóctonos (Formación Tamabra) y sedimentos autóctonos de aguas profundas con microfauna pelágica (Formación Tamaulipas).

Trabajos de Cartografía Geológica Hoja Villa Hidalgo San Luis Potosí (Barboza-Gudiño *et al.*, 2003).

López-Doncel (2000 a, b y c), realiza estudios detallados sedimentológicos y faciales en varias localidades a lo largo de una franja de 5 a 10 km de ancho con rumbo NNW-SSE entre la PVSLP y la CMCM, en secuencias sedimentarias que de acuerdo al modelo de facies de Wilson (1975), representan depósitos de zonas de cuenca, pie de talud y talud, caracterizadas por la presencia de depósitos de

flujos de escombros (*debris flow*), depósitos de turbiditas y depósitos de pliegues sinsedimentarios (*slumps*) descritos por López Doncel y Tapia-Uresti (2001).

López–Doncel (2003), realizó el estudio litológico-facial identificando una serie de secuencias autóctonas de *mudstone-wackestone* con fauna pelágica de ambientes de aguas profundas, intercalados con sedimentos alóctonos de *packstone-grainstone* hasta *rudstone* de bioclastos y litoclastos de aguas someras, las cuales comparó en edad y génesis con la Formación Tamabra de la margen oriental de la PVSLP.

Tapia-Uresti (2003), describió los tipos de sedimentación de los depósitos entre la transición plataforma-cuenca mediante estudios de facies y análisis de estructuras sedimentarias en los perfiles La Paloma, Rincón de Leijas y El Meco en el Municipio de Villa de Arista, S.L.P. Conforme a los estudios antes mencionados y al estudio en detalle de los tipos de depósito tanto autóctonos como alóctonos se sugiere el desarrollo de un margen abrupto (posiblemente de tipo “*by-pass*”), entre la PVSLP y la CMCM, como consecuencia de una alta tasa de sedimentación en el margen de la plataforma (López-Doncel, 2003).

En lo que se describe como secuencias alóctonas de esta zona, los depósitos de brechas (flujos de escombros) muestran importantes variaciones morfológicas, granulométricas y texturales (López-Doncel y Rodríguez-Hernández, 2004).

Rodríguez-Hernández (2009). Describió mediante un análisis sedimentológico-facial los clastos de las brechas calcáreas en una zona de transición entre la plataforma–cuenca en el Centro de México, Las características litológicas, morfológicas y texturales de las brechas indican que en la zona de transición entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México prevaleció un margen abrupto, evidenciado por la coexistencia de componentes de aguas profundas y de plataforma indicando que la formación y origen de las brechas estudiadas se debió al aporte de material desde zonas arrecifales y postarrecifales a través de canales o colapsos de zonas inestables del margen de

la plataforma, originando depósitos de flujos de escombros y corrientes turbidíticas.

Materiales y equipo

El material utilizado en el trabajo de campo fue un GPS (*Garmin*), brújula (*Brunton*), pica, cámara digital Fujifilm (10.2 mega pixeles), libreta de tránsito, marcador de aceite, bolsas de muestreo, flexómetro.

El material utilizado para la elaboración de láminas delgadas consistió en cortadoras y pulidoras, así como abrasivos del № 400, 600 y 800.

En el laboratorio de microscopía para realizar la descripción de las láminas delgadas se utilizaron los microscopios, Leica DMLP con cámara digital Leica EC3, y el microscopio Leica L2 con cámara digital Leica DC 100.

Para realizar el trabajo de gabinete y elaboración de planos se utilizaron programas de tipo CAD.

Metodología

La metodología consiste esencialmente de 5 diferentes fases.

I).- Búsqueda de información: dentro de este punto se hizo la recopilación de información existente sobre el área de estudio, relacionada con los márgenes de la PVSLP y la CMCM estudios realizados por el personal del Instituto de Geología de la UASLP, trabajos recepcionales tanto de Maestría como de Licenciatura de la misma institución, que son pocos los trabajos que existen sobre esta zona, se llevó a cabo también la revisión de bibliografía necesaria, para obtener información de trabajos relacionados con la procedencia de sedimentos a partir de petrografía modal.

Se utilizó la carta topográfica Villa Hidalgo F14-A74 a escala 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI).

Carta Geológico-Minera Villa Hidalgo F14-A74 escala 1:50,000, S.L.P., Editada por el Servicio Geológico Mexicano primera edición diciembre de 2003.

II).-Trabajo de campo: se realizó el reconocimiento del área de estudio, diferenciando ambientes de depósito y tomando muestras en campo, se llevo a cabo la medición del perfil estratigráfico, su descripción litológica, morfológica, granulométrica, textural, estructural, toma de datos estructurales y descripción macroscópica de cada una de las muestras que en total fueron 184.

III).- Trabajo de gabinete: con la información de los datos tomados en campo, se realizó la interpretación y construcción del perfil estratigráfico-facial, se elaboraron planos con detalles de la geología local y a su vez se construyó la columna estratigráfica del lugar, con programas de digitalización tipo CAD.

IV).- Trabajo en el laboratorio

La preparación de muestras consistió en hacer láminas delgadas de las muestras recolectadas en el campo, una vez que ya fueron limpiadas se llevaron al laboratorio de preparación de láminas delgadas, del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Como inicio, con ayuda de la cortadora de disco de diamante marca Hillquist, se cortaron las muestras a un tamaño del porta objetos de laboratorio, muestras que después de cortadas se pasaron por la pulidora con abrasivos del № 400, 600, 800, para después ser pegadas en un porta-objetos petrográfico utilizando las mezclas de resinas epóxicas, que se dejan secar de dos a tres días dependiendo el clima.

Una vez pegadas las muestras son cortadas a un espesor no mayor de 2 mm, para ser desbastadas y darles un terminado nuevamente en el vidrio con los abrasivos № 600 y 800. Como etapa final y de comprobación de las muestras son observadas en un microscopio, para ver si se pueden apreciar las características petrográficas y ser gravadas con el número de clave sobre el porta objetos, para después ser descritas en el laboratorio de microscopia y petrografía del Instituto de Geología, utilizando el microscopio de luz polarizada, en donde se pudieron identificar las texturas, litologías componentes bioclásticas para ser ubicadas y clasificadas según el manual de rocas carbonatadas de López Doncel (2004), en donde se encuentran tablas de clasificación de rocas carbonatadas de Folk (1959, 1962) clasificadas según los tipos y tamaños de aloquímicos y ortoquímicos y

Dunham (1962) en función de la textura y clasificadas con base en la relación de matriz (lodo calcáreo) y partículas carbonatadas.

Una vez clasificadas las muestras, son comparadas en un esquema de 24 microfacies (SMF) para rocas carbonatadas y agrupadas en diez zonas de facies estándar (ZF), basadas en el modelo de clasificación de facies de Wilson (1975).

Para las areniscas presentes en el perfil-estratigráfico facial se realizó un análisis cualitativo y cuantitativo para la determinación de la procedencia de los sedimentos, el análisis cuantitativo consistió en el conteo de granos de arena sobre un microscopio, al cual se le conectó un contador automático que permite cuantificar los granos existentes en la lámina delgada, para este estudio se realizó un conteo de 500 puntos tomando en cuenta (Qm, Qp, Lv, Ls, Lm, Pl, F, Ms, Mser, Acc, Cca) la matriz y el cementante que a la hora de graficar se excluyeron del conteo, pues finalmente el estudio cuantitativo considera el cálculo estadístico del número de granos de una misma composición.

V).- Interpretación de datos

Esta etapa consistió en realizar los estudios petrográficos en el laboratorio de microscopía y petrología, para realizar la descripción de facies y microfacies de las rocas carbonatadas. Sobre las láminas delgadas previamente elaboradas se tomaron fotografías representativas de las texturas y componentes existentes en las muestras, se procedió a editar las fotografías en un *software*, en el cual se controló la escala, brillo y contraste de las imágenes, se editaron claves para los componentes, matriz, número de lámina y tipo de textura.

Posteriormente se elaboraron gráficos en base a tablas de datos en formato Excel, las cuales permitieron representar las zonas de facies importantes para el estudio de secuencias sedimentarias, y ser comparadas con el perfil de facies, así como la descripción detallada de las láminas delgadas en cuanto a sus texturas deposicionales. Los datos obtenidos del conteo de puntos se utilizaron para clasificar las láminas en base a los diagramas de Pettijohn (1975), Heinrich (1972), Fuchbauer (1988), y Mc Bride (1963), el análisis de procedencia se estimó en

base a los diagramas de Dickinson y Suczeck (1979) y Dickinson et al., (1983), diagramas de discriminación del marco tectónico de área de procedencia. La descripción de unidades estructurales sobre turbiditas calcáreas permitió conocer el depósito de la secuencia, los parámetros texturales de brechas se utilizaron para la interpretación de ambiente de depósito, distancia y agente de transporte.

I. Generalidades

1.1 Localización y vías de acceso

a) Localización

La zona de estudio se encuentra al NE del Estado de San Luis Potosí, a lo largo de la zona de transición entre los elementos paleogeográficos Plataforma Valles San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Está limitada por las coordenadas UTM, $Y = 322632$ y 322979 , $X = 2482388$ y 2482214 el perfil se midió sobre el arroyo denominado Arroyo Grande perteneciente al Municipio de Villa Hidalgo S. L. P. (Figura 1).

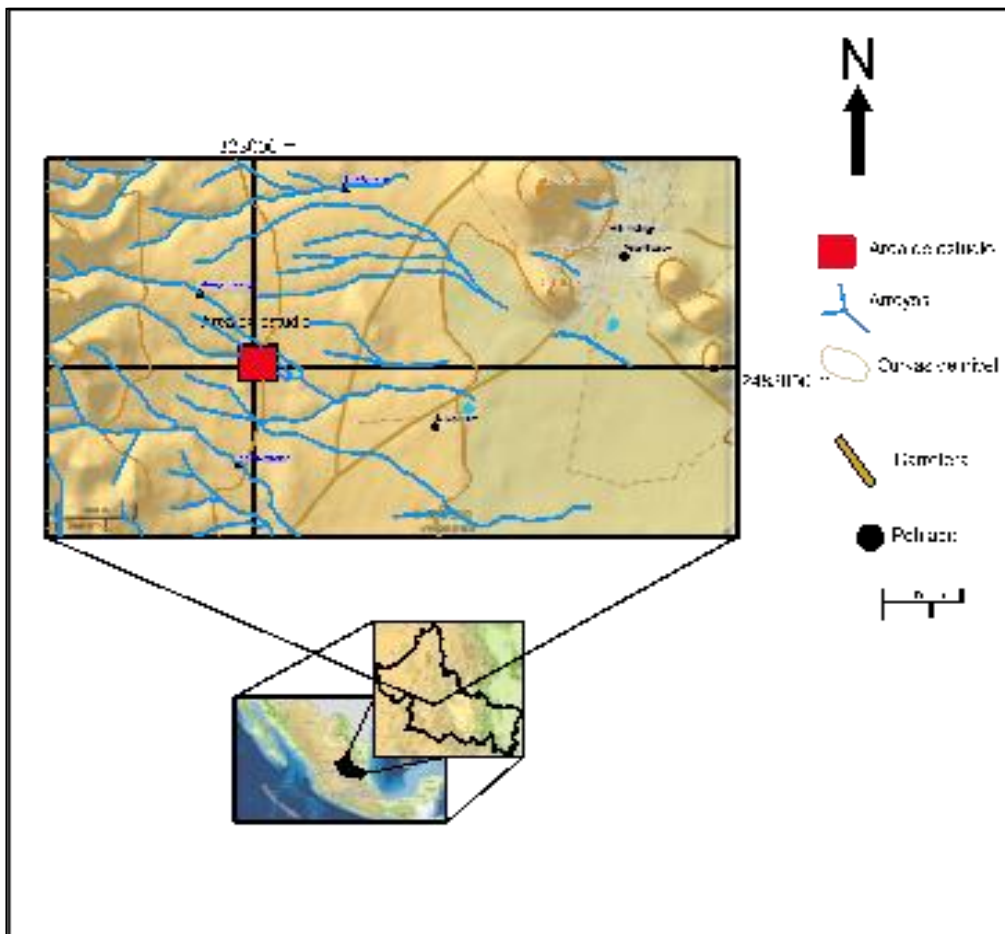


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio Arroyo Grande (Modificado de INEGI, 2013).

b) Vías de acceso

Partiendo de la Capital del Estado, se toma la carretera Federal № 57 (México-Laredo), en el tramo San Luis Potosí-Villa Hidalgo en dirección N rumbo a Matehuala. En el kilómetro 43 a un costado de la carretera se encuentra el arroyo denominado Arroyo Grande perteneciente al municipio de Villa Hidalgo San Luis Potosí (Figura 2). El ferrocarril San Luis Potosí-Tampico corre aproximadamente paralelo a la carretera № 57 es otra de las vías por las que se puede acceder al área de estudio

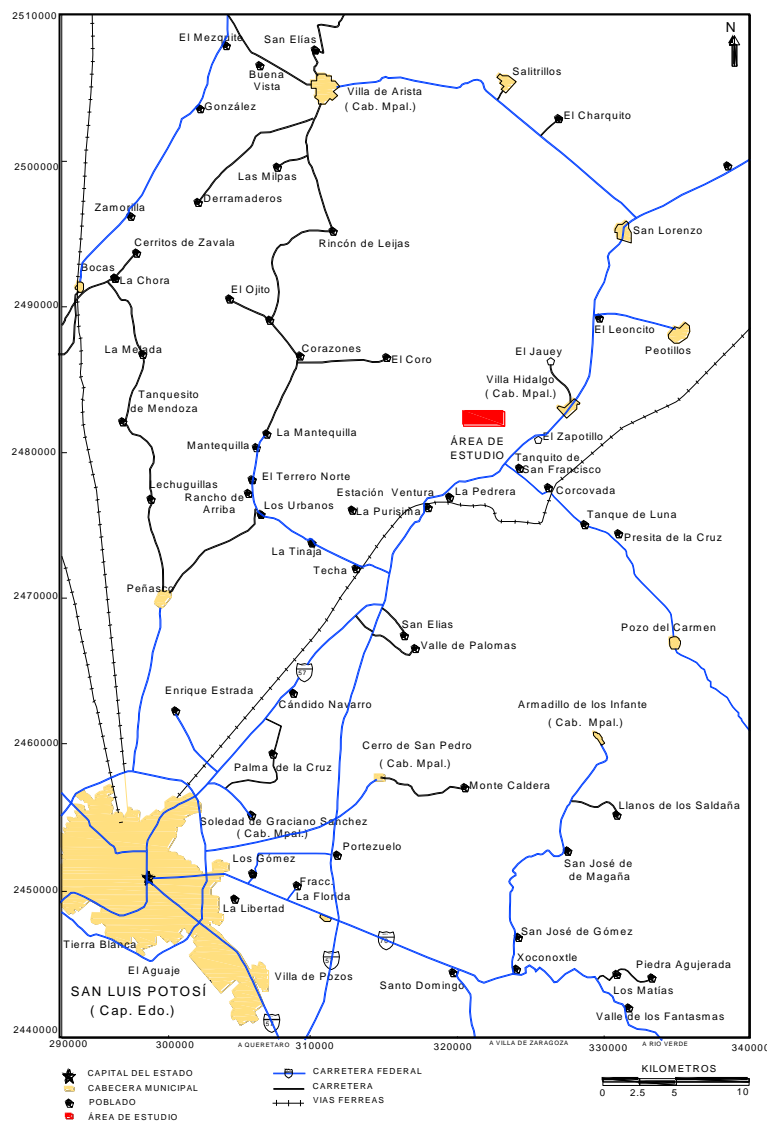


Figura 2. Mapa de localización y vías de acceso al área de estudio.

(Modificado de la carta topográfica 1:250,000 de San Luis Potosí F14-4).

1.2 Fisiografía y geomorfología

a) Fisiografía

La zona de estudio se encuentra en el límite de dos provincias fisiográficas la provincia de la Mesa Central y la provincia de la Sierra Madre Oriental (Figura 3). La provincia de la Mesa Central, colinda al norte y oriente con la Sierra Madre Oriental, al poniente con la Sierra Madre Occidental y al sur con el cinturón volcánico mexicano; cubre parte de los estados de Durango, Zacatecas, San Luis Potosí, Aguascalientes, Jalisco y Guanajuato. La morfología está representada por una altiplanicie rodeada por sistemas montañosos, con una superficie inclinada de sur a norte, descendiendo desde los 2000 a los 1200 m. Sobre esta se asientan montañas aisladas y conjuntos de estas, constituidos por rocas volcánicas terciarias y cuaternarias, también por rocas sedimentarias plegadas, rocas intrusivas y metamórficas. Son muy comunes las mesetas de basalto (Neogénicas y cuaternarias).

El escurrimiento es en general, de poca extensión lineal y predomina el proceso de erosión de retroceso lateral de las vertientes montañosas, con un constante crecimiento de los mantos de piedemonte, por desembocadura de los arroyos y caída de roca. La Mesa Central se distingue en el conjunto de provincias fisiográficas o geomorfológicas de la República Mexicana, por su origen complejo influenciado por procesos neogénicos cuaternarios en donde influyen plegamientos, tectónica de bloque, derrames volcánicos fisurales, volcanismo central, erosión en las montañas y acumulación en las depresiones (Lugo-Hubp, 1990). La Provincia de la Sierra Madre Oriental corre en sentido paralelo a la costa del Golfo de México desde la frontera norte del país, hasta sus límites con el cinturón volcánico mexicano, abarca partes de los estados de Durango, Coahuila, Zacatecas, Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí, Guanajuato, Querétaro, Veracruz, Hidalgo y Puebla. La Sierra Madre Oriental es, fundamentalmente, un sistema montañoso constituido esencialmente por rocas sedimentarias plegadas mesozoicas, las cuales descansan sobre un basamento precámbrico y paleozoico, predominando las calizas de edad cretácica, en segundo término, areniscas y

lutitas. Este sistema montañoso tiene la característica de presentar sistemas cavernosos y las topofomas existentes son sierras y valles.

b) Geomorfología

El relieve que se presenta en la zona de estudio es de 1800 m.s.n.m en la parte de la base (aguas arriba) del Arroyo Grande y hacia la cima 1780 m.s.n.m. (aguas abajo). Las sierras que se encuentran cercanas a la zona de estudio presentan un estado de madurez temprana dentro del ciclo geomorfológico, pues las formas topográficas van de suaves hasta ligeramente abruptas. El drenaje es de tipo dendrítico de primer orden y de carácter intermitente el agua fluye hacia las cuencas endorreicas del Valle de San Luis Potosí y el Valle de Villa de Arista.



Figura 3. Provincias Fisiográficas Mesa Central, Sierra Madre Oriental y localización del área de estudio (modificado de INEGI, 2002).

1.3 Clima y vegetación

El clima que predomina es el seco-semiseco y templado, la temperatura media anual es de 14 a 16°C con lluvias en verano y una precipitación total anual de 400 a 500 mm, la temperatura mínima promedio es de 8.4°C que se presenta en el mes de enero y la máxima promedio es alrededor de 25°C se presenta en el mes de mayo. Las lluvias se presentan durante el verano en los meses de Junio a Septiembre, los cultivos importantes que se dan en la región son: El maíz, frijol, cebada, tuna, en cuanto a la vegetación se caracteriza por tener nopal, pastizales, chaparral, matorrales, mezquites etc., INEGI, 2002 (Figura 4).

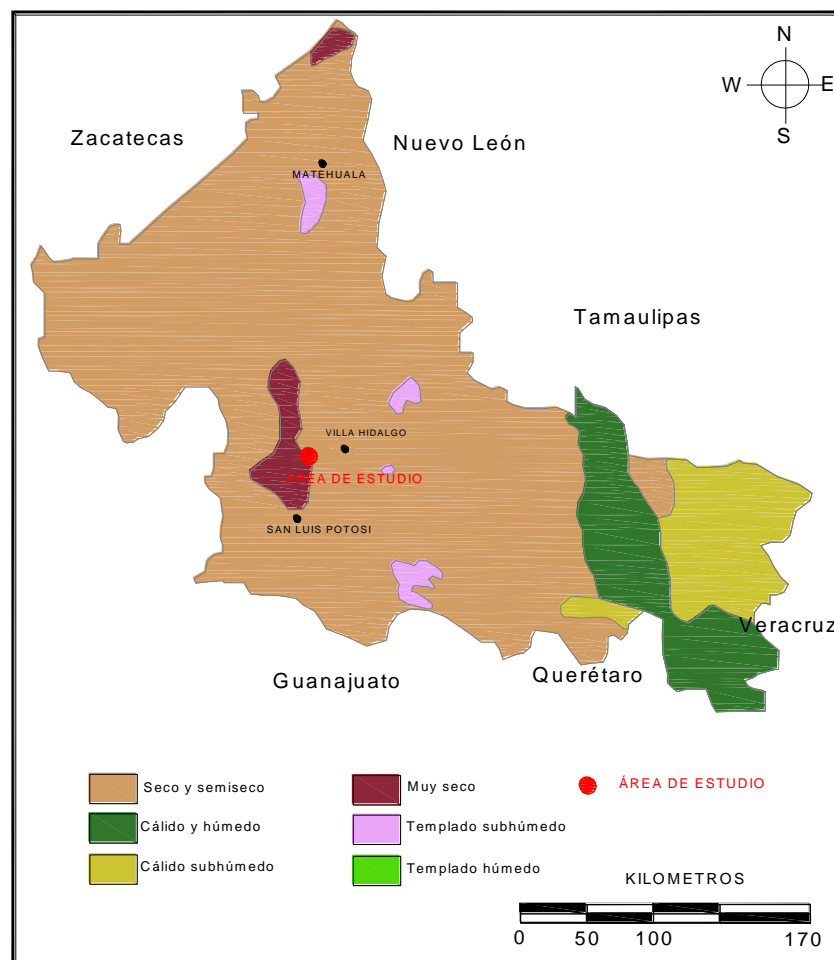


Figura 4. Mapa de climas (modificado de INEGI, 2002).

1.4 Marco geológico regional

La Plataforma Valles San Luis Potosí es una gran unidad paleogeográfica de edad mesozoica, es un gran segmento de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas, sobre el cual se depositaron secuencias de sedimentos marinos del Jurásico Tardío y potentes secciones de rocas evaporíticas y calizas de tipo arrecifal y post-arrecifal del Cretácico alcanzando su máximo desarrollo o progradación durante el Albiano-Cenomaniano desarrollando un margen de plataforma con borde; sin embargo a partir de este tiempo la plataforma presenta una agradación (Carrillo-Bravo, 1971; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993).

El plegamiento que durante el Terciario Inferior afectó a la unidad paleogeografía mencionada, fue intenso y estuvo influenciado por las evaporitas que se hallan entre las rocas rígidas antiguas y las calizas del Cretácico Superior.

La actividad ígnea, aunque intensa en algunos sitios, en general es de tipo extrusivo.

La PVSLP, está ubicada en la porción centro-oriental del Altiplano Mexicano y además abarca una parte de la Sierra Madre Oriental, tiene una superficie de más de 48 000 km².

La CMCM se encuentra en la porción Central del Altiplano Mexicano, coincidente con la Provincia Fisiográfica de la Mesa Central, es una gran cuenca sedimentaria de más de 5,000 m de espesor, con sedimentos marinos del Triásico Tardío, Jurásico Tardío, y culmina en el Cretácico (Carrillo-Bravo, 1982), afectadas por un complejo de sistema de plegamiento y fallamiento de edad Cretácico Tardío-Terciario Temprano, abarca la totalidad de los estados de Zacatecas, Aguascalientes y parte de los estados de Guanajuato y porciones de Querétaro, San Luis Potosí, Coahuila y Nuevo León (Figura 5).

Simultáneamente al depósito de los sedimentos de la CMCM y PVSLP, dentro de la zona de transición “plataforma-cuenca” se depositaron secuencias típicas de facies de talud a partir del Aptiano las cuales han sido comparadas por su litología

y génesis con rocas de la Formación Tamabra del margen oriental de la PVSLP (López-Doncel, 2003).

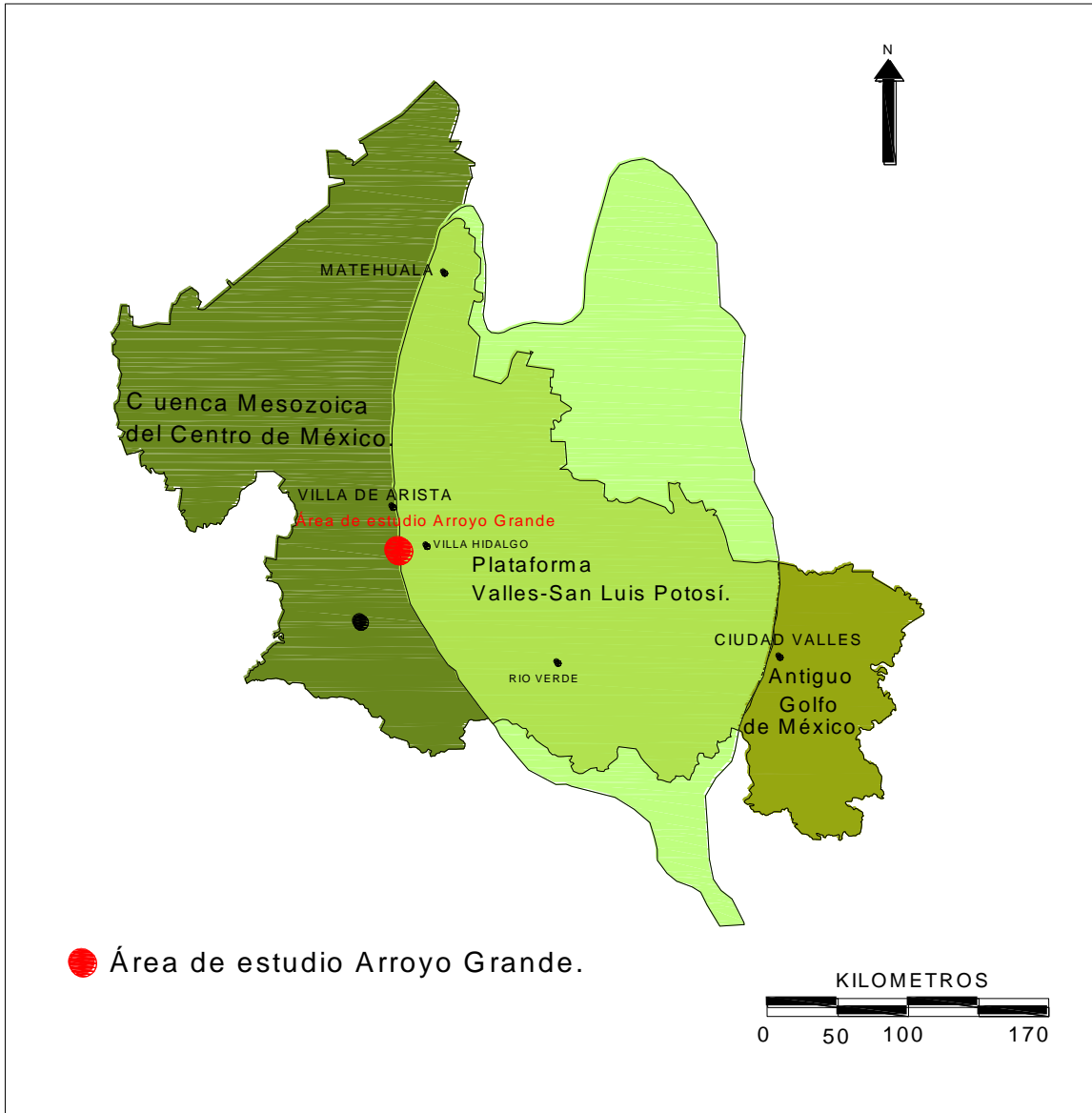


Figura 5. Localización del área de estudio entre la zona de transición Plataforma Valles San Luis Potosí y Cuenca Mesozoica del Centro de México (modificado de INEGI, 2002).

A partir del Turoniano en el Cretácico Tardío, estas secuencias sedimentarias se vieron influenciadas por un aporte continuo detrítico-arcilloso proveniente del occidente, cambiando el dominio carbonatado que prevaleció desde los primeros sedimentos del Cretácico Temprano hasta el Cretácico Tardío a un ambiente calcáreo-arcilloso representado por la parte superior de la Formación Tamabra (Formación Soyatal) que gradualmente culminó en el Cretácico Tardío (límite K/T) en un dominio terrígeno con sedimentación de lutitas y limolitas (López-Doncel, 2000a, 2003 y 2004; Cruz-Márquez, 2005).

Para el Cretácico Tardío fue una época de cambios, la inestabilidad tectónica se incrementó, con numerosas etapas transgresivas separadas por regresiones relativas que se suceden entre los 100 y los 75 m, que en su máximo, casi un 40 % de los continentes quedó bajo el mar. Las huellas de este episodio son universales. Como el mar Cretácico era muy cálido, se formaron plataformas de carbonatos que posteriormente fueron erosionadas y convertidas en acantilados calcáreos. El mundo Cretácico fue escenario de importantes cambios que influyeron notoriamente en las relaciones tierra-mar y que frecuentemente estuvieron vinculadas con el desplazamiento de las placas. A lo largo del borde Pacífico Americano predominando un ambiente de subducción que generó una gran inestabilidad tectónica.

La cuenca se halla limitada al oriente por la Plataforma de Valles San Luis Potosí, al poniente por el complejo ígneo de la Sierra Madre Occidental, al norte por los plegamientos de la Cadena Transversa de la Sierra Madre Oriental y al sur por el Cinturón Volcánico Mexicano.

El Terciario se encuentra aflorando en la cercanías del área de estudio y está representado por varias unidades de rocas volcánicas que varían en composición desde riolitas y andesitas hasta basaltos; los depósitos cuaternarios, se exponen en planicies aluviales y depósitos de pie de monte en las laderas de la Sierra de Álvarez, San Pedro y El Coro, (López-Doncel, 2003; Figura 6).

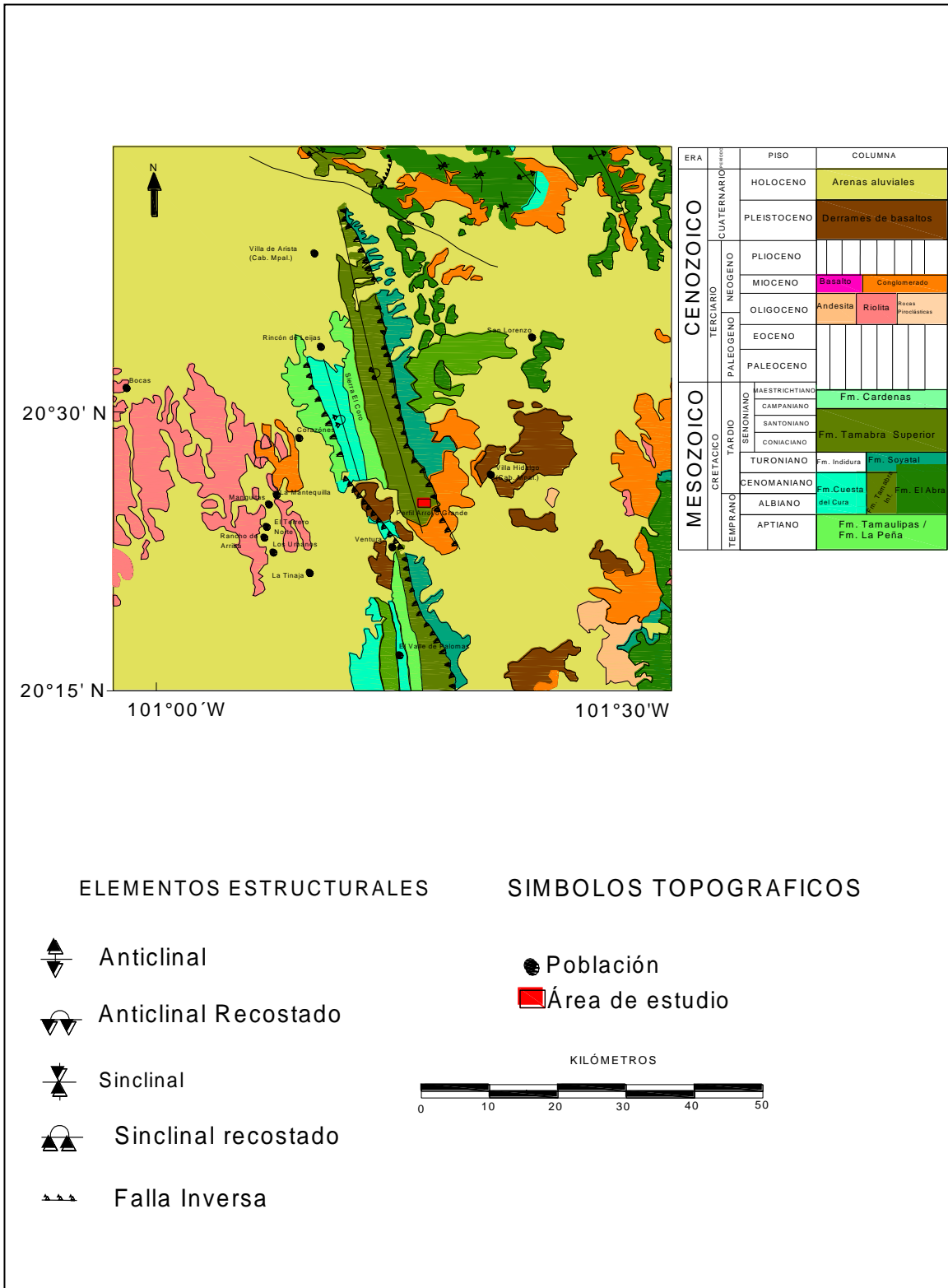


Figura 6. Mapa geológico del área de estudio (Modificado de Labarthe-Hernández et al., 1982; López-Doncel, 2003).

En el área de estudio se reconocieron tres unidades litológicas correspondientes al Miembro Superior de la Formación Tamabra (Soyatal), Figura 7.

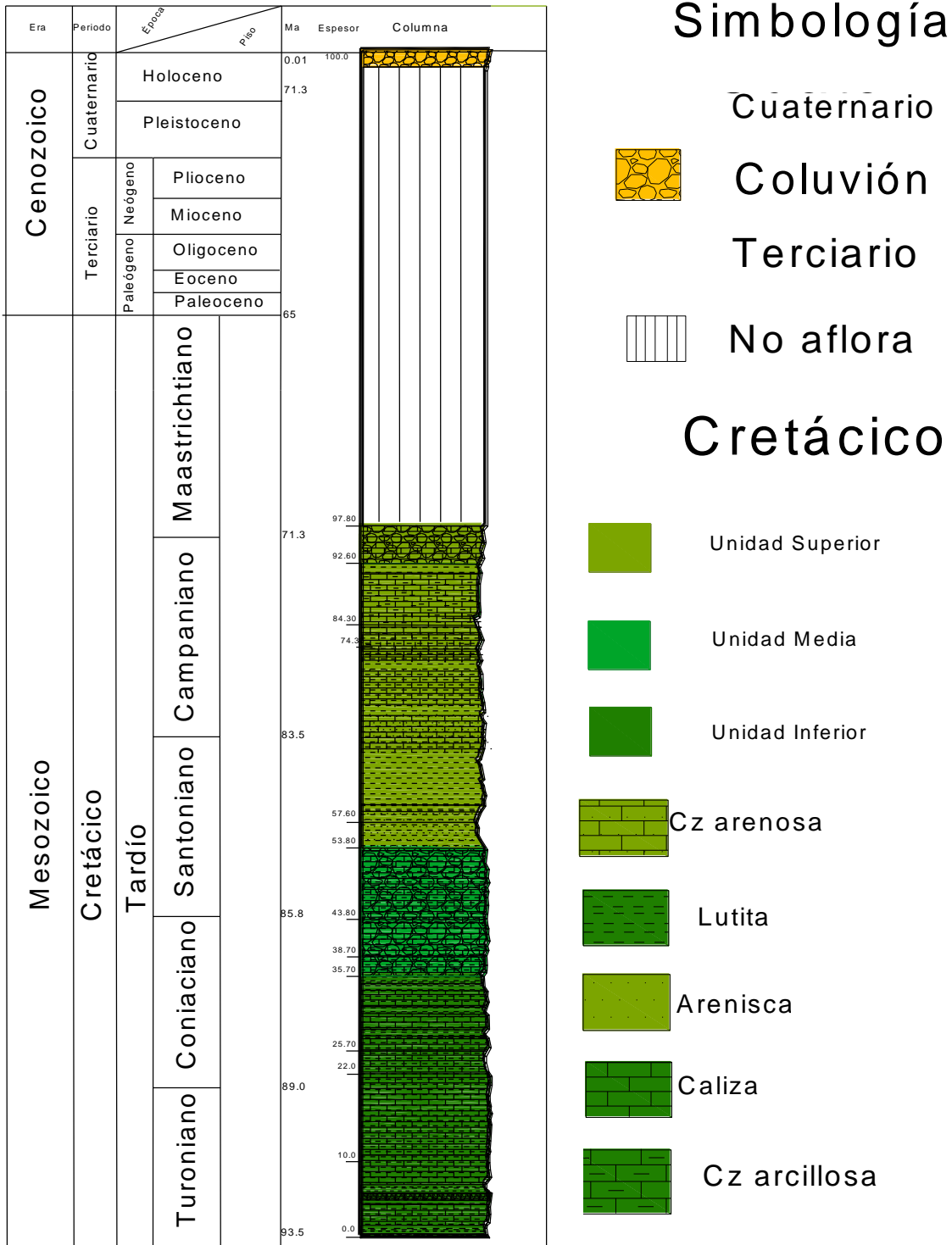


Figura 7. Columna estratigráfica del área de estudió.

1.5 Estratigrafía

En cuanto a la estratigrafía del lugar se caracteriza principalmente por rocas Mesozoicas del Cretácico Tardío conformadas por el miembro superior de la Formación Tamabra (Turoniano-Campaniano) a la cual Barboza-Gudiño *et al* (2000) llamaron Formación Soyatal.

Este miembro superior (miembro arcilloso) se compone de tres unidades litoestratigráficas. 1.- Unidad Inferior (Calcáreo-lutítica), 2.- Unidad Media (Brechas y microbrechas), 3.- Unidad superior (calcáreo-margosa).

El Cuaternario está conformado por sedimentos clásticos, conglomerados polimícticos o coluvión y depósitos aluviales.

Cretácico Tardío

Formación Tamabra

Definición

Las litofacies que se depositaron entre plataforma y cuenca, conformaron un cinturón de sedimentación de transición que circundaba las zonas de aguas someras, constituidas por una mezcla de sedimentos autóctonos interestratificados con sedimentos alóctonos retrabajados que provienen de las partes altas y someras de la plataforma, y que a su vez fueron transportados hacia las aéreas profundas por procesos gravitacionales y de suspensión, a los sedimentos de esta zona de transición es lo que se define como Formación Tamabra. La cual fue originalmente estudiada y definida en el subsuelo del campo petrolero Poza Rica Veracruz, La Faja de Oro y en la porción oriental de la PVSLP (Heim, 1940; Barnette e Illing, 1956; Carrillo-Bravo, 1971; Enos, 1974,1977; Aguayo-Camargo, 1975,1978; Carrasco-Velázquez, 1977).

Miembro superior de la Formación Tamabra

La secuencia en el área de estudio está conformada originalmente por tres unidades litoestratigráficas, Inferior, Media, Superior.

1.- Unidad Inferior (calcáreo-lutítica).

Hacia la base (aguas arriba de Arroyo Grande) aflora una secuencia de capas de caliza, marga y lutita en bancos medios a delgados, de color gris medio a oscuro generalmente bioclásticas que muestran gradación normal con gran cantidad de micro vetillas rellenas de calcita, el rumbo de los estratos es N10°W/85°SW, en esta unidad la secuencia se hace cada vez más arcillosa hacia la cima.

2.- Unidad media (brecha calcárea).

Sobreyace a la unidad calcáreo-lutítica, una brecha calcárea de color gris oscuro a gris claro compuesta por litoclastos calcáreos que van de angulosos a bien redondeados de tamaños de 1-10 cm de diámetro o más, intraclastos de micrita, así como también bioclastos compuestos por diferentes microbioclastos, bioclastos subangulosos de rudistas, bivalvos, gasterópodos, corales, algas rojas, equinodermos que se encuentran en una matriz calcárea formando una fábrica de tipo “*mud-supported*” y de texturas que van de *floatstone* a *rudstone*, secuencia que a su vez se encuentra cortada por una falla de aproximadamente 5 m de brecha calcárea

La unidad media sobreyace irregularmente a la unidad inferior calcáreo-lutítica y subyace transicionalmente a la unidad superior margosa y discordantemente a los sedimentos del Cuaternario.

3.- Unidad superior (calcáreo margosa)

Secuencia de capas delgadas de caliza-marga-arenisca-lutita con microbrechas, que se encuentran contenidas en capas delgadas que llegan a ser masivas con algunos litoclastos con bioclastos, micro *pellets* con texturas *packstone-grainstone* con fragmentos de equinodermos, rudistas, matriz esparita-micrita y presencia de dolomitización que recubren algunos de los clastos.

Las capas de caliza contienen mayor contenido de arcillas conforme se llega a la cima con alternancia de margas y lutitas presentando secuencias rítmicas con características de turbiditas calcáreas (calizas alodapicas) que presentan la sucesión de Bouma, (Bouma, 1962) con una coloración que va de gris oscuro a gris claro que intemperizan a un color rojizo. Esta misma unidad contiene capas de areniscas de grano fino a medio con algunas estructuras de pliegues sinsedimentarios (*slumps*) en algunas zonas, fallas sinsedimentarias, laminaciones paralelas, laminación cruzada, gradación grano decreciente y grano creciente. Intercalación de capas de lutita y caliza con fauna característica de aguas someras y profundas con foraminíferos plantónicos, algunas estructuras diagenéticas, estilolitas, microvetillas, bioturbación, cristales de glauconita y de pirita.

Sobreyace transicionalmente a las dos unidades anteriores calcáreo-lutítica y a la brecha calcárea.

Cuaternario.

Coluvión

Hacia la parte de la cima (aguas abajo de Arroyo Grande) se compone de conglomerados fragmentos retrabajados de caliza, calizas arcillosas, pedernal y margas y algunos fragmentos de rocas volcánicas, el origen es aluvial, resultado del depósito de los productos de erosión (Figura 7).

Aluvión

Se localiza en las planicies cercanas al Arroyo Grande en algunas zonas de cultivo, constituidos principalmente de arenas, limos arcilla no consolidados.

1.6 Marco Teórico

El perfil medido en el área de estudio presenta una gama muy diversa tanto de litologías, facies, ambientes deposicionales y estructuras sedimentarias que en su descripción es necesario abordar temas sedimentarios de muy diversos índoles. De este modo es necesario presentar un marco teórico, con el objeto de introducir al lector en estos temas.

1.6.1 El aporte de arcillas para el proceso diagenético de sedimentos carbonatados a sedimentos calcáreo-margosos

Las rocas carbonatadas se originan en gran parte por la depositación en el ambiente marino de material calcáreo a base de caparzones y esqueletos de animales marinos; así como por desintegración y acumulación de algas por mencionar algunas. Solo una mínima proporción se ha formado por la precipitación directa del agua de mar. La forma cristalina del carbonato de calcio se presenta en la superficie de la Tierra en dos polimorfos: Calcita (hexagonal) y aragonita (ortorrómbica). De éstos la calcita es la más estable y por lo tanto la menos soluble, este tipo de carbonatos se acumulan en las márgenes de la plataforma, en este ambiente las condiciones son ideales para el desarrollo de arrecifes, en las cuencas profundas se depositan sedimentos carbonatados con microfósiles pelágicos. La presencia de arcillas en carbonatos indica el depósito en aguas tranquilas y profundas. En los arrecifes, el depósito de material argiláceo inhibe la producción orgánica del carbonato de calcio Bathurst (1971).

La alternancia de caliza-marga se refleja desde la observación en el afloramiento (Figura 8), por la ritmicidad que estas presentan y la identificación de material arcilloso que está asociado con los carbonatos, facies sedimentarias de grano fino producidas generalmente en mares epicontinentales que ofrecen condiciones favorables para la generación de ritmitas calcáreas de grano fino (Einsele *et al*, 1991).

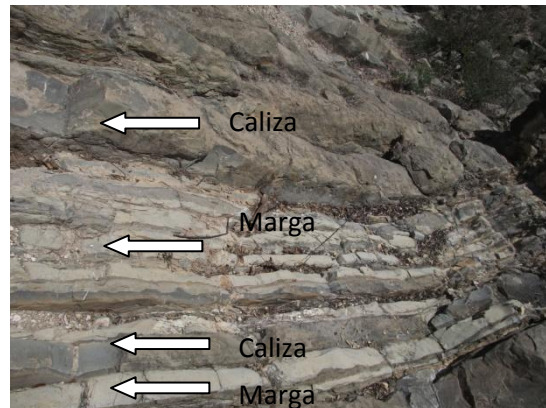


Figura 8. Alternancia rítmica de capas calcáreas y arcillosas.

Los mares epicontinentales proporcionan áreas marginales para la producción de depósitos de carbonato de aguas poco profundas, el nivel de base y el bajo relieve evita la depositación de sedimentos en las partes distales de la cuenca de tamaño de granos gruesos, hacia las partes distales de la cuenca favorece la depositación de sedimentos de grano fino típico de alternancia de calizas y margas; por otra parte, de acuerdo a los condiciones de este tipo de cuencas permite registrar ciclos climáticos de secuencias rítmicas de composición calcárea. Por lo que, los patrones cíclicos de ritmitas calcáreas de grano fino a menudo son considerados como indicadores y grabadoras de ciclos climáticos orbitales (Einsele *et al*, 1991; Boer *et al*, 1994). La porción de arcilla también refleja potencialmente condiciones climáticas que influyen en la erosión.

La alternancia de capas de caliza y margas tiene una diferencia significativa en la composición. Las calizas generalmente tienen contenidos más altos de carbonato que las capas margosas, las relaciones de carbonato para calizas son de un aproximado de 89% de carbonato de calcio mientras que las margas contienen 50 % de carbonato y 50% de arcillas. Un factor importante en la generación de secuencias rítmicas calcáreas es la diagenesis diferencial, está se explica como la migración de carbonato de calcio en la que las capas de caliza contienen carbonato de calcio que se encuentra rellendo los espacios porosos, mientras

que los componentes no carbonatados se interdigitan en las capas margosas. El carbonato de calcio en las calizas se obtiene a partir de carbonatos de calcio de la disolución de capas de margas es decir que existen "calizas donantes y receptoras" (Bathurst, 1971).

La diagenesis diferencial ha tenido lugar en la alternancia rítmica de caliza-marga, los criterios de diferenciación entre una y otra con las diferencias en cuanto a la composición, compactación, cementación, y coloración en las muestras, el color representa un factor importante, la mayor diferencia reside en los porcentajes de matriz y composición de la misma (cemento o matriz) y no en el tipo de componentes, es importante también la identificación en el aumento de componentes no calcáreos pues en ello se marca el paso gradual de calizas-margas, la diferencia de compactación es difícil de identificar y evaluar en láminas delgadas con sedimentos micríticos, sin embargo un rasgo que puede identificarse es la deformación de radiolarios y micro fósiles en capas margosas pues en capas de calizas existe una mejor preservación de microfósiles, lo que indica que las capas de margas están más compactadas. En las capas de caliza se observa una cementación mientras que en las margas presenta una diferencia en la compactación, lo que significa que la caliza se ha consolidado por CaCO_3 , los depósitos de caliza-marga son controlados por la diagénesis en sucesiones rítmicas, en los depósitos de capas margosas existe una disolución de carbonato y una precipitación de cemento en capas de caliza. (Munnecke y Samtleben, 1996; Westphal y Munnecke, 2003).

1.6.1 a Secuencias turbidíticas.

Las turbiditas pueden ser generadas por diversos mecanismos, entre los que se encuentran desprendimientos del sedimento, los flujos de arenas en la desembocadura de un río o cañón, disparados por la acción de tormentas, el aporte de cargas de fondo de ríos o glaciares o los flujos de cenizas volcánicas durante una erupción (Normark y Piper, 1991).

Las turbiditas presentan dos tipos básicos de depósitos, aquellos generados por flujos de alta densidad con concentraciones altas de sedimentos y los producidos por flujos diluidos de baja densidad.

Los flujos de alta densidad, forman sucesiones de estratos de mayor grosor, los cuales pueden contener areniscas de grano grueso o gravas, las unidades individuales de flujo típicamente tienen poca gradación y una baja cantidad de laminaciones internas; por lo general no existen marcas de escurrimiento en el fondo de los estratos, algunas turbiditas pueden presentar gradaciones ascendentes hacia depósitos de grano más fino y estructuras de tracción como laminaciones y estratificación cruzada a pequeña escala; finalmente, la parte superior de las unidades de flujo, posee sedimentos muy finos y casi homogéneos depositados por la cola del flujo.

Los flujos de baja densidad generan sucesiones de estratos delgados de turbiditas; los flujos individuales son de grano fino hacia la base y poseen una gradación inversa; presentan laminaciones bien desarrolladas y laminaciones cruzadas a pequeña escala; marcas de escurrimiento pueden encontrarse en el fondo de los estratos (Boggs, 1995).

1.6.2 Definición de facies sedimentarias

El concepto de análisis de facies se define como la interpretación de estratos en términos de ambientes de depósito (sistemas deposicionales, basados en una diversidad de observaciones). Facies se refiere a la descripción de las características específicas de una unidad de roca, como litología, tamaño de grano, color, estructuras sedimentarias, composición y contenido biótico.

Para el análisis de estas facies se utilizaron diversas clasificaciones, que permiten interpretar los ambientes sedimentarios. Las primeras clasificaciones de las que se hizo uso, fueron las clasificaciones de microfacies de Wilson (1975), para rocas carbonatadas y la clasificación de estándares de microfacies, propuesto por Flügel (2004), definidos con números (SMF1-SMF24). Posteriormente estos estándares se asignan a 9 cinturones de zonas de facies (ZF) sobre el diagrama para la clasificación de facies y microfacies propuesto por Wilson (1975).

Como primer paso para reconocer las microfacies estándar, se realizó la descripción de las microfacies utilizando el manual para la clasificación de rocas carbonatadas (López-Doncel, 2004), el sistema de clasificación textural de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1972), y la clasificación textural de rocas carbonatadas Folk (1962).

El análisis de facies y los resultados arrojados en base a las características microscópicas permiten graficarse sobre el cinturón de facies correspondiente a ZF1.- Cuenca profunda hasta ZF4 talud, las cuales se describen a continuación.

ZF1. Cuenca profunda: Compuestas principalmente por texturas de tipo *mudstone* y *wackestone* pelágicos, margas, *packstone* y *grainstone* alóctonos, brechas con una coloración de gris oscuro y biota plantónica, con bentónicos alóctonos desarrollados en aguas profundas, por debajo del nivel eufótico, varía de cientos a miles de metros. El agua es muy profunda para la producción y depósito de carbonatos, dependiendo de la cantidad del influjo de sedimentos finos argiláceos y material silíceo, pueden darse condiciones euxínicas e hipersalinas, por lo que es difícil la desintegración del plancton.

ZF2. Plataforma profunda: Texturas de tipo *wackestone* muy fosilíferos interestratificados con margas y lutitas, algunos *grainstone* y coquinas ocasionales. Estratos bioturbados, bien estratificados se forman dentro o justamente debajo de la zona eufótica, en profundidades de decenas a cientos de metros; salinidad normal, aguas oxigenadas con buena circulación, fauna y epifauna. Las corrientes tienen buena circulación y son lo suficientemente profundas para encontrarse bajo el nivel de oleaje normal, pero con tormentas intermitentes que afectan los sedimentos del fondo.

ZF 3. Margen de plataforma profunda: *Mudstone*, *wackestone* con algunas intercalaciones de lutitas; con *packstone* y *grainstone* alóctonos. El tamaño de granos es muy variable; estratos con gradación bien definida o capas de brechas (flujos turbidíticos). Biota redepositada de aguas someras, con algunos organismos plantónicos y bentónicos de aguas profundas.

Se encuentra en el límite o al pie de la plataforma carbonatada de material con conchas derivado de la misma. Las condiciones de profundidad y base del oleaje, así como el nivel de oxígeno son muy similares a las de la facies 2.

ZF 4. Talud: *Mudstone, packstone, grainstone* alóctonos, *rudstone* y *floatstone* con brechas calcáreas. Se presentan sedimentos de plataforma retrabajados mezclados con sedimentos pelágicos. Gran variedad de tamaños de grano, biota redepositada de aguas someras, con presencia de algunos *slumps*. Generalmente la pendiente se localiza arriba del límite más bajo de agua oxigenada, encima de la base del oleaje. Los detritos carbonatados se depositan comúnmente con una inclinación de casi 30°, es inestable y de tamaño variado. La estratificación presenta derrumbes, montículos, frentes en forma de cuña y bloques grandes, (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2011).

1.6.3 Ciclicidad

A partir de las últimas cuatro décadas los estudios sedimentarios han sido revolucionados por los análisis basados en los procesos causa-efecto asociados a distintos controles que rigen la sedimentación. Algunos de estos procesos han sido considerados como periódicos (Miall, 1995), esta periodicidad de procesos generan como resultados la repetición de facies en el registro estratigráfico llamados ciclos.

Un ciclo se define como la repetición de tres o más litologías (facies), en una sucesión vertical de estratos y está asociado en algunos casos a procesos propios de las cuencas de sedimentarias (procesos autocíclicos), o en otros a factores externos (procesos alocíclicos). Estos procesos se relacionan directamente a controles tales como clima y la tectónica que a su vez regulan las variaciones del nivel del mar (Einsele *et al.*, 1991). Aunque según Vera (1994) la ciclicidad es una repetición sistemática y ordenada de diferentes elementos litológicos (facies) en una sección estratigráfica. Adicionalmente, Vera (1994) y (Einsele *et al.*, 1991) también discuten el término ritmicidad, definiéndose como la alternancia de solo 2 facies en una sucesión vertical. Estos procesos podrían generarse en periodos de tiempos similares o idénticos, fenómeno que puede denominarse periodicidad.

Cuando existe una alternancia de litología caliza-marga se utiliza el término ritmitas esto es cuando existe un cambio de carbonatos a carbonatos con algo de arcilla. La interpretación de las ritmitas sedimentarias representa el registro de los parámetros orbitales de la Tierra e indican una larga historia, Blytt (1889) y Gilbert (1985), quienes trataron de vincular los sedimentos de ritmitas con las frecuencias orbitales. Milankovitch (1941) quien desarrolló la idea de vincular el cambio climático con los ciclos orbitales.

Más tarde Einsele y Seilacher (1991), propusieron diferentes clasificaciones de ciclos, generalmente basados en los mismos controles pero con diferentes valores de duración, conociendo los criterios antes mencionado se optó por utilizar los criterios descritos por los autores (Einsele *et al.*, 1991).

Ciclo de Primer Orden: duración de 50 (Ma), generalmente suelen presentarse centenares de metros de sedimentos algunas veces estos ciclos se relacionan con etapas tectónicas en la evolución de una cuenca.

Ciclo de Segundo Orden: con duración de 50-3 (Ma). Son ciclos muy parecidos con los ciclos de primer orden generalmente difíciles de observar a nivel afloramiento comúnmente interpretados en correlaciones o secciones sísmicas.

Ciclos de Tercer Orden: duración en tiempo de 3-0,5 (Ma), de forma vertical pueden presentar decenas de metros de sedimentos, y pueden considerarse relacionados a la evolución sedimentaria, o variaciones a gran escala del nivel del mar, dejando un registro estratigráfico como el paso de un ambiente sedimentario a otro.

Ciclos de Cuarto Orden: son ciclos con periodos de tiempo aproximados de 500-100 K.a., se pueden asociar con variaciones menores del nivel del mar, equivalentes a parasecuencias según Vail y otros (1977).

Ciclos de Quinto Orden: se encuentra relacionado en respuesta de procesos orbitales asociados a teorías de Milankovich (1941) con duraciones entre 100-10 K.a. y pueden asociarse a espesores verticales de centímetros a unos pocos metros.

El proceso de cadena de Markov es una secuencia en la que la aparición de un estado determinado está influenciado o depende sólo del inmediatamente anterior (Powers y Easterling, 1982). Una técnica que permite analizar las secuencias repetitivas en espacio y tiempo (Miall, 1973) es el análisis por cadena de Markov que se ha utilizado desde hace tiempo para el estudio de sucesiones de facies (Vistelius, 1949), este método se utilizó para comprobar la hipótesis que se ha propuesto, si los eventos están relacionados por eventualidad o meramente casualidad así como las causas de la ritmicidad. El método desarrollado comprende cálculo de matrices de frecuencia observada, frecuencias esperadas, diferencias proporcionales y aplicación del “*test*” de Chi-cuadrado para la comprobación de la hipótesis.

II. Análisis de microfacies

2.1 Descripción litológica del perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande, Miembro Superior (margoso-calcáreo) de la Formación Tamabra

El perfil estratigráfico-facial denominado Arroyo Grande, toma el nombre del arroyo principal, dicho perfil fue medido de la base a cima y está conformado por 13 intervalos de medición que suman 100 m de espesor, donde se describieron tres unidades Inferior, Medio, y Superior, las cuales se describen estratigráficamente de forma ascendente (Figura 9).

Unidad Inferior.

0-10 m, inicio de secuencia de capas de caliza de color gris medio a oscuro, intercaladas con capas de lutitas y margas las cuales presentan, estratificación laminada y gradación normal. A los cuatro metros sobre la sección se describe una brecha calcárea de 1.5 m con clastos angulosos que van de 0.5-3.0 cm, con textura *floatstone*.

10-22 m, caliza masiva de color gris oscuro matriz fina, micritica con contenido arcilloso, estratificación gradada con textura *wackestone*.

22-25.70 m, este intervalo contiene matriz calcárea, textura *wackestone* estratificación gradada.

25.70-35.70 m, se presenta con características similares a la anterior secuencia pero con más contenido de arcilla lo cual hace que la secuencia contenga más margas con intercalación de lutitas.

35.70-38.70 m, en este intervalo la secuencia de capas de caliza, marga y lutita se encuentra cortada por una falla normal, en la que existe un cambio de litología a brecha calcárea.

Unidad Media.

38.70-43.70 m, la secuencia margosa-calcárea se encuentra cortada por una falla normal N60°E/85°SE, compuesta por brecha calcárea de 5.10 m de espesor, con clastos subangulosos textura *floatstone* soportados en matriz calcárea, sobre la unidad de brechas calcáreas se observa una estructura de tipo *budinage*, y se midieron fracturas 266°/70°NW (Figura 12).

43.80-53.80, brecha calcárea compuesta por clastos subangulosos a redondeados conformados por intra-extra y bioclastos de 0.5-10 cm soportados en una matriz calcárea y presentando una textura *floatstone*. Al término de esta unidad se observó el cambio de dirección del arroyo.

Unidad Superior.

53.80-57.60 m, secuencia compuesta por capas de caliza, marga, arenisca con estratificación laminar, estratificación cruzada, gradación normal, estructuras de deformación tipo *slump*, fallas sinsedimentarias, y estructuras de flama.

57.60-74.30 m, secuencia rítmica de caliza, marga, con textura *mudstone*, lutita, turbiditas calcáreas, las cuales presentan sucesión de *Bouma*.

74.30-84.30 m, este intervalo está conformado por capas de calizas, lutitas y areniscas con algunas intercalaciones de brechas calcáreas de 80 cm de espesor.

84.30-92.60 m, secuencia conformada por alternancia de caliza-marga con textura *wackestone*.

92.60-97.80 m, casi en la parte final la secuencia está compuesta por una micro brecha con matriz calcárea y clastos subangulosos con una textura de tipo *rudstone*.

97.80-100 m, intervalo final en la cima de la secuencia, se compone de fragmentos subangulosos no consolidados de coluvión con fragmentos de diversas rocas, limolitas, lutita, calizas, margas.

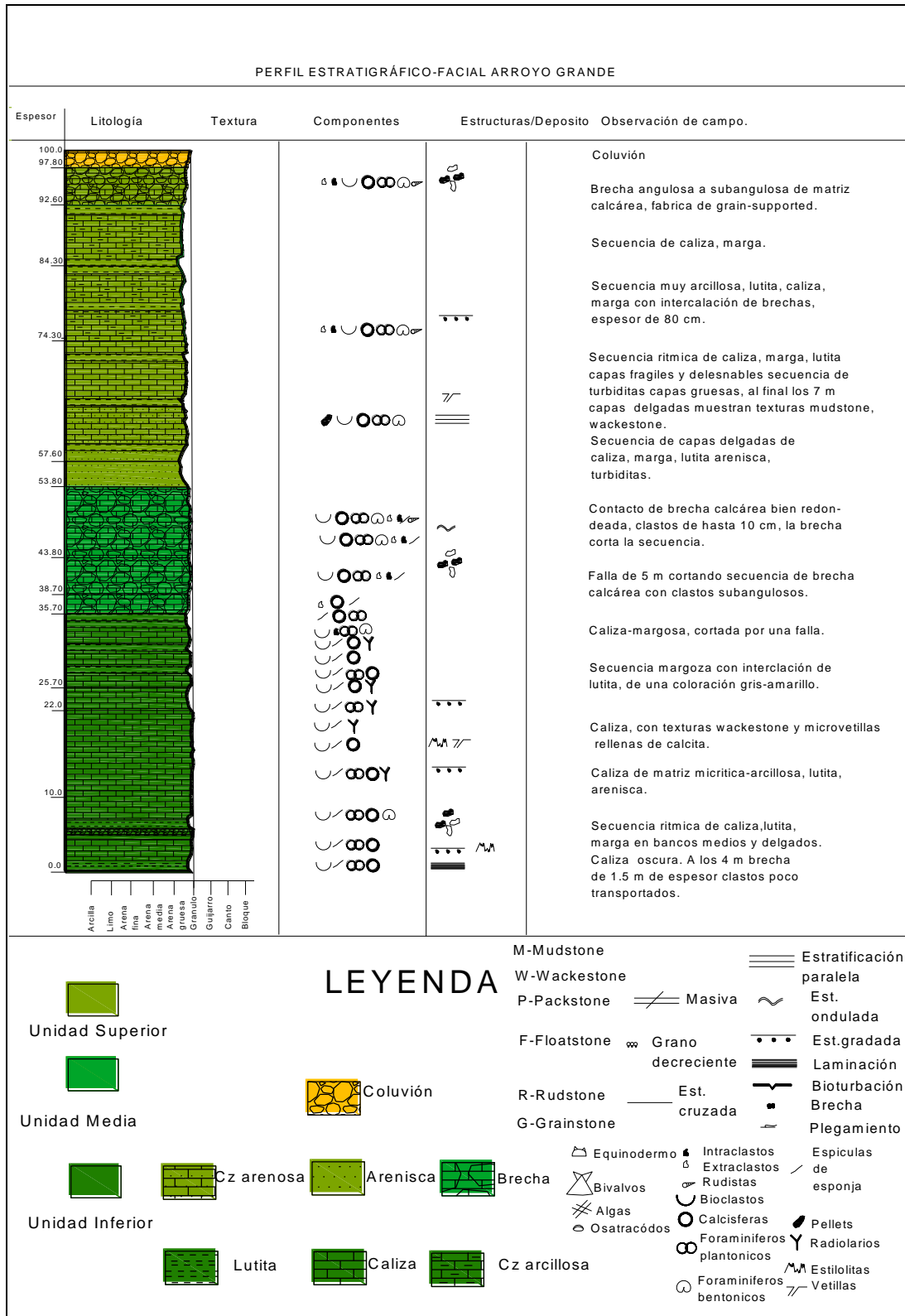


Figura 9. Perfil estratigráfico-facial de la Formación Tamabra, medido en el Arroyo Grande.

2.2 Descripción de facies a nivel afloramiento (macroscópico)

Unidad Inferior. Se compone de alternancia de caliza-marga-lutita de color gris-amarillo con texturas de *mudstone* y *wackestone*, en donde se observan una serie de pliegues (anticlinal y sinclinal volcado). A nivel afloramiento se tomaron datos de estratificación de planos S_0 (252°/85°NW, 242°/60°NW) y S_1 (242°/65°NW, 254°/60°NW), S_0V (158°/80°SW) una serie de fracturas (72°/80°SE, 266°/70°NW, 338°/80°NE, 164°/70°SW, 336°/70°NE), (Figura10 a-d).

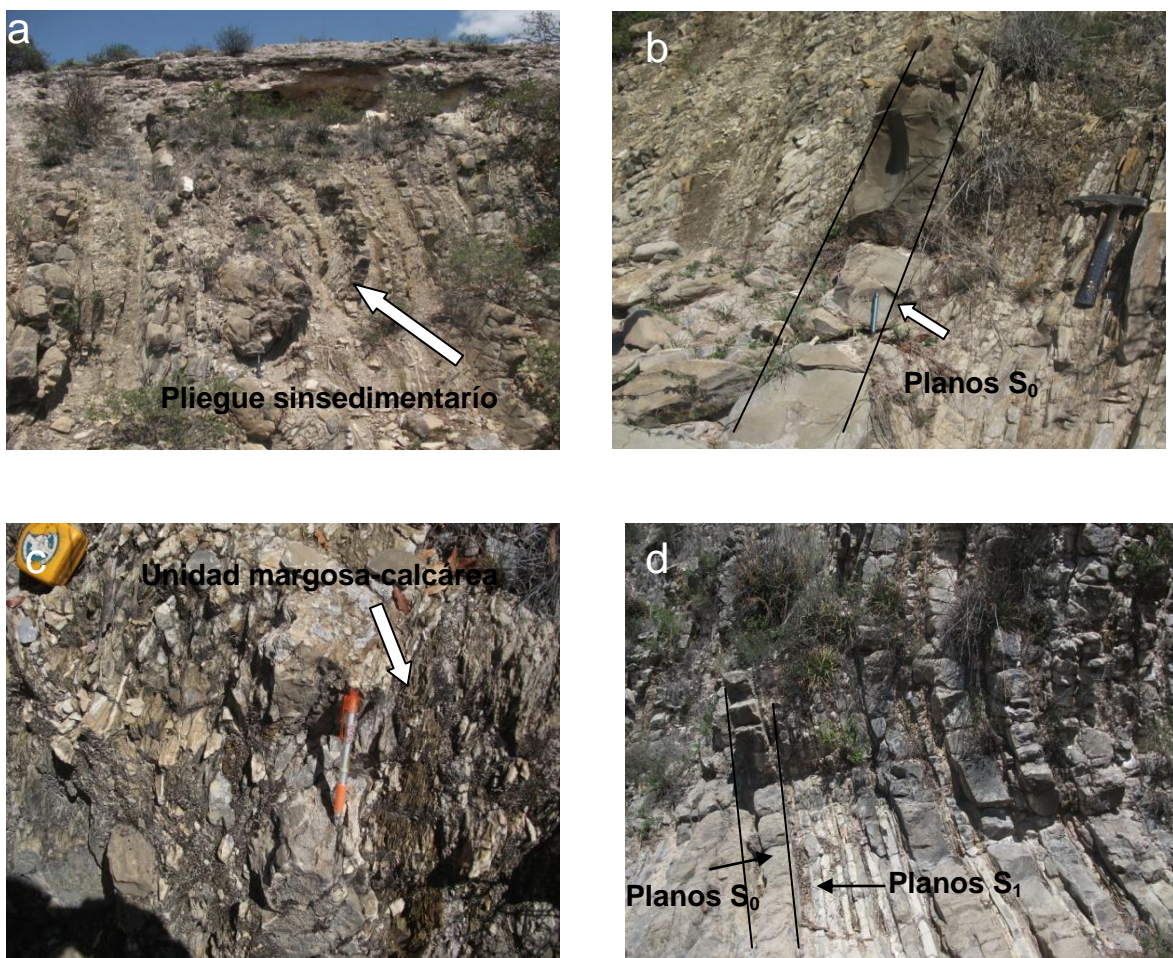


Figura 10. Fotomicrografías del afloramiento de la Unidad Inferior a, b, c, d, se observan pliegues sinsedimentarios con planos S_0 y S_1 en la secuencia de caliza-marga-lutita.

Unidad Media. La porción de la brecha está delimitada por 5 m de brecha calcárea que conforma a la falla N60°E/85°SE, compuesta por clastos subangulosos a redondeados, con textura *rudstone*, paralelo a la falla se observa una estructura de *boudinage*, generada por una compresión progresiva coaxial donde el alargamiento de los *boudines* es paralelo a su lineamiento. Dentro de esta misma secuencia se observan distintos procesos relacionados con la deformación, procesos que son generados bajo condiciones dúctiles a dúctiles-frágiles asociada a zonas de cizalla (Figura 11 a, b y 12).

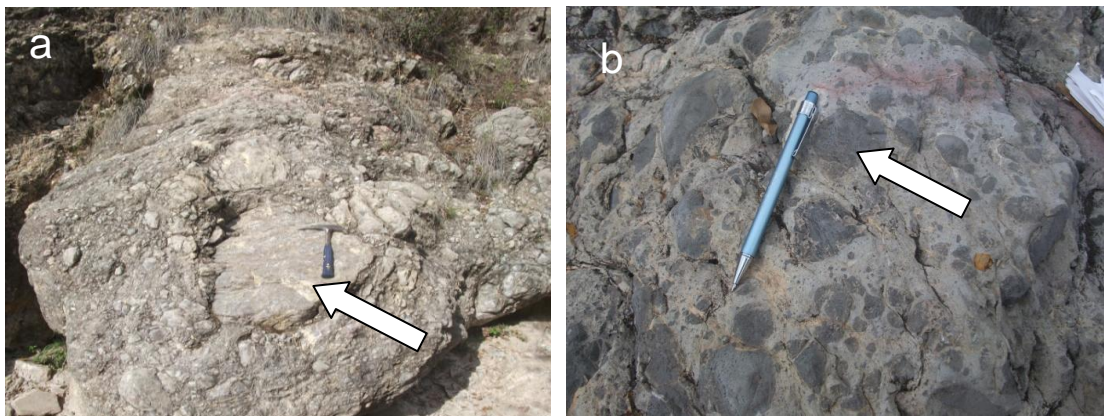


Figura 11. Fotografía del afloramiento de la Unidad Media. a : Se observa el tamaño de los clastos que van desde 2 mm a más de 20 cm. b: Con la flecha blanca se indica la redondez de clastos en la brecha calcárea.



Figura 12. Fotografía: Fenómenos que aparecen asociados a las deformaciones profundas dúctiles, que recibe el nombre de “*boudinage*” indicado en la imagen con la flecha blanca, generada en áreas de cizalla.

Unidad Superior.

Esta unidad se compone de capas de calizas y margas de color gris claro-amarillo, pequeñas capas de areniscas calcáreas, de color ocre, de grano fino las cuales presentan laminación cruzada y paralela. Secuencias rítmicas de arenisca-lutita, semejando depósitos turbidíticos, que presentan secuencia *Bouma* (Figura 13 a-d). En la parte final de esta unidad se vuelven a presentar bancos delgados de brechas calcáreas, con clastos subangulosos a redondeados con texturas tipo *rudstone*, con litoclastos mayores a 2 mm.

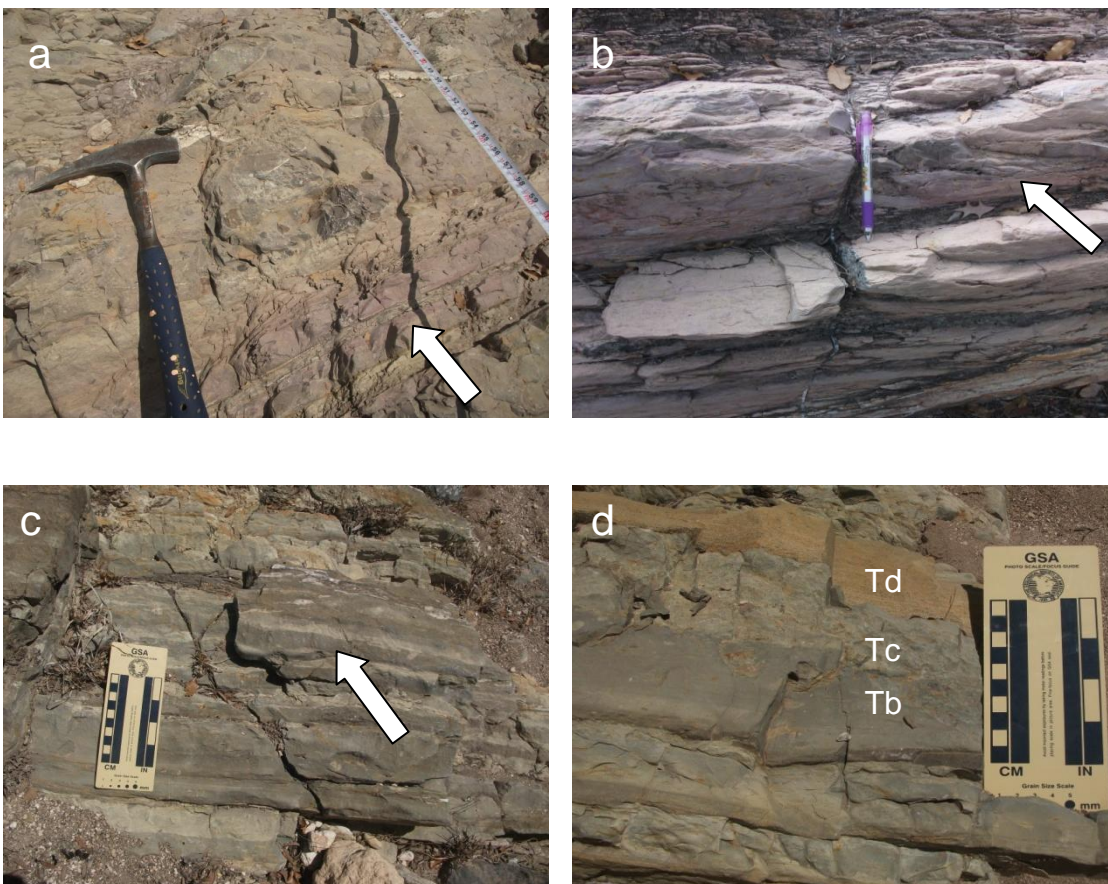


Figura 13. Fotografía a, b, c, d: a) Intercalación de capas de caliza y lutitas fisiles, b) Intercalación de lutitas y margas, se indica con la flecha blanca laminación cruzada, c) con la flecha blanca se indica la sucesión de turbiditas calcáreas, d) Con líneas blancas sobre la imagen se indican unidades de sucesión de *Bouma* en el afloramiento.

2.3 Análisis microfacial de la secuencia calcáreo-margosa-lutítica y brecha calcárea.

El análisis microfacial describe los rasgos característicos de los cinturones de facies en muestras recolectadas en campo, capa por capa de las cuales se prepararon 162 láminas delgadas para el análisis de facies y microfacies las otras 22 muestras se utilizaron en el análisis de procedencia, sobre el perfil denominado Arroyo Grande el cual se encuentra conformado por tres unidades, y en donde se describieron los cambios de facies para cada una de las Unidades Inferior, Medio y Superior (Figura 14).

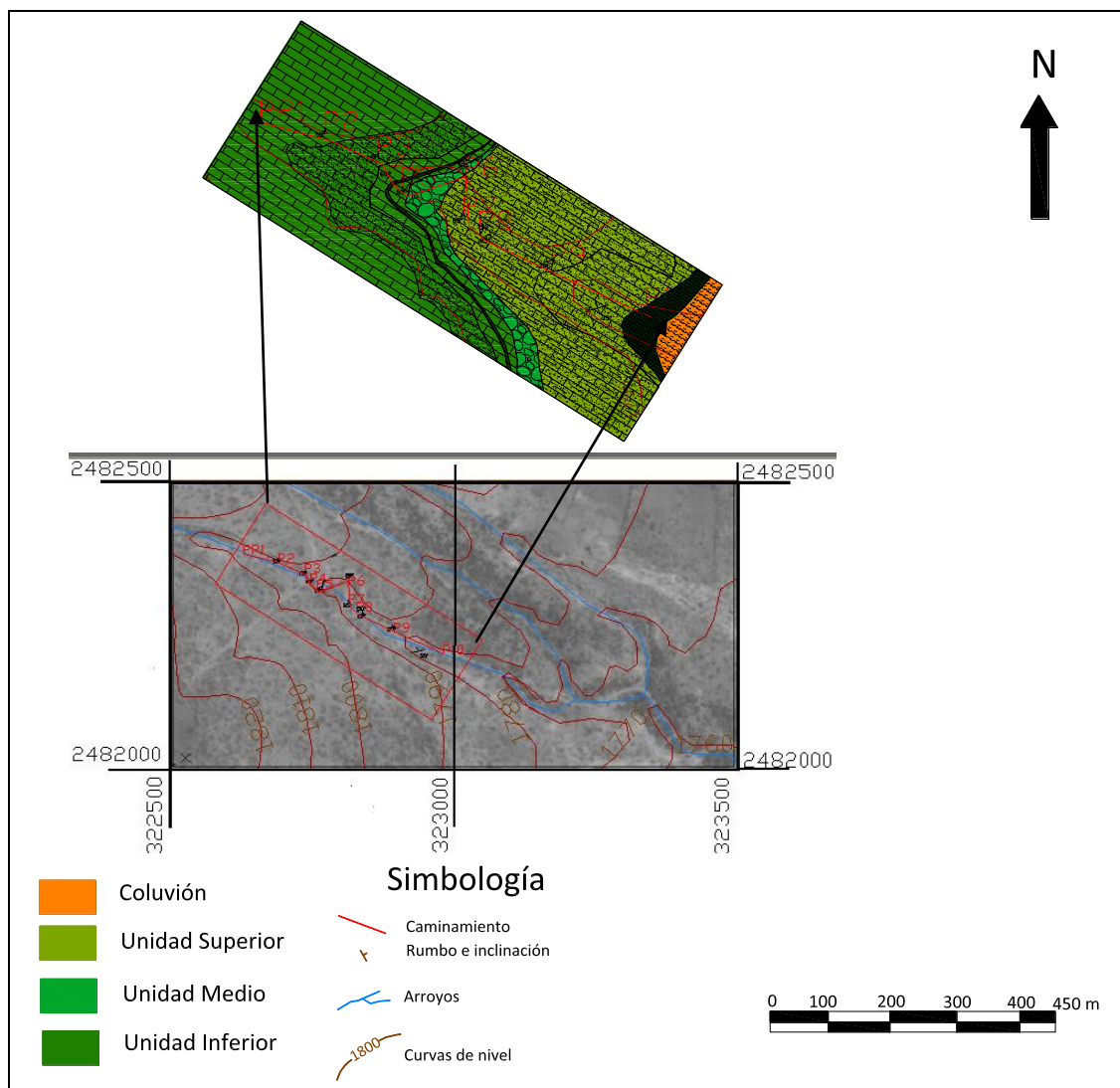


Figura 14. Ubicación de muestreo sobre el área de estudio Arroyo Grande.

2.3.1 Descripción generalizada de la masa básica

El contenido de masa básica así como su tamaño es de gran importancia en el análisis de facies. Para este estudio se identificó detalladamente el contenido de matriz micritica y el cementante conformado por esparita (E). La micrita (M) “calcita microcristalina” matriz de tamaño de grano muy fino de las rocas carbonatadas y la porción más fina de los componentes calcáreos. Folk (1962) definió el límite máximo del tamaño de la micrita en 4 μm la esparita con tamaño de cristales en general mayores a 10 μm . Esta categoría representa diferentes ajustes en niveles de energía deposicional según Folk (1962), a las rocas que contienen matriz micritica las describió como depósitos de aguas tranquilas, a las que se encuentran conformadas por contenido de bioesparita 4-30 μm indica que son características de un depósito de moderada a alta energía. La mezcla de masa básica micrita-esparita representan zonas de turbulencia con una alta energía suficiente para eliminar parte del lodo calcáreo. Cuando la esparita se presenta como cemento carbonatado se le denomina “ortoesparita”, con tamaño de cristales en general > 30 μm , Folk (1959), (Apéndice 1).

2.3.2. Tamaño de grano

El tamaño de grano se definió utilizando la clasificación de la escala de tamaños de Wentworth-Udden (pagina 139 en Rodríguez-Hernández, 2007), (Apéndice 2). La clasificación para las muestras de acuerdo al tamaño corresponde a calcilutitas (<62 micras), calcarenita (62 micras a 2 mm), calcirudita (>2 mm) estas escalas de tamaño son representadas por una barra de escala representativa de 1mm sobre las imágenes tomadas para cada una de las láminas delgadas.

2.3.3. Clasificación de texturas

La descripción sobre la clasificación de las texturas permitió hacer el registro gráfico de distribución de texturas deposicionales según la clasificación de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1972) (Apéndice 3). De acuerdo con el rango de tamaño de grano las calcilutitas presentan texturas *mudstone*, *wackestone*, para *grainstone* y *packstone* representan una clasificación de calcarenitas con

componentes de tamaño de grano menor a los 2 mm, calciruditas con texturas *floatstone*, *rudstone* para muestras con componentes mayores a 2 mm.

2.3.4. Análisis de componentes

Los componentes son un factor importante para facilitar el reconocimiento de los estándares de microfacies (SMF) y con ello llegar a una clasificación de análisis deposicional en zonas de facies (ZF) (Apéndice 4). Estos componentes fueron: granos no esqueléticos, esqueléticos y terrígenos. En algunas de las muestras algunos granos terrígenos fragmentos de cuarzo (QZ), feldespato (F), plagioclasa (PL), mica biotita (MB), diseminación de óxidos (OX) algunos líticos sedimentarios (LS) se presentaron en pequeños horizontes de litarenitas, calcarenitas y paquetes de turbiditas calcáreas.

En cuanto a los microfósiles se encontró principalmente fauna plantónica, abundancia en foraminíferos globotruncanas (GL), globigerinas (GLO), orbitolínidos (OR), nummuloculina (NU), textularias (TX), miliólidos (MI), calcisferas (C), espinas de equinodermos (ES), radiolarios (R), granos no esqueléticos peloides (P), que indica superficies de baja energía y zonas restringidas.

2.3.5. Análisis de granos esqueléticos

Algunos de los granos esqueléticos se encontraron limitados por grados de diagenesis afectando a los granos, estos fueron susceptibles a la micritización (pseudopeloides), disolución, recristalización y dolomitización.

Fragmentos mayores a 2 mm compuestos por rudistas (RU), gasterópodos (GA), se encontraron recubiertos por un cementante esparítico, algunos de ellos con cierta imbricación sugiriendo un entorno sedimentario de alta energía.

El análisis de la masa básica se llevó a cabo mediante la descripción petrográfica de las láminas delgadas. La importancia de este análisis es proporcionar una idea de la energía de las configuraciones deposicionales en el que las unidades de la sección Arroyo Grande fueron depositadas (Figura 15).

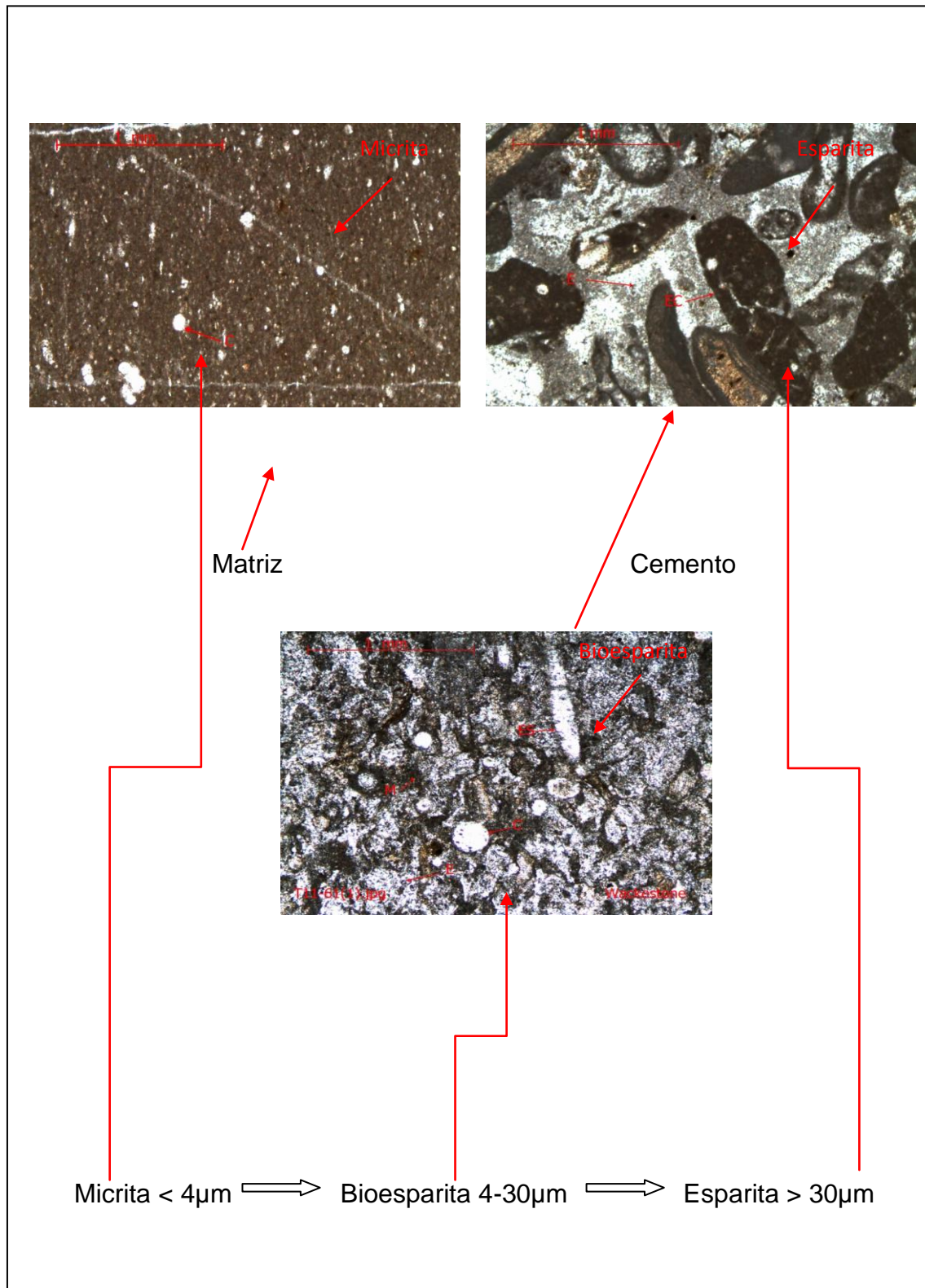


Figura 15. Muestra el cambio de matriz micrita a cemento esparita.

La Unidad Inferior se caracteriza por contener texturas de grano fino *mudstone*, *wackestone* en calizas y margas, intercaladas con pequeños horizontes de brechas calcáreas, (*rudstone*). El dominio de texturas *mudstone*, *wackestone* y algunos *packstone* representa niveles de baja energía. La matriz principalmente se encuentra conformada por lodo calcáreo (micrita) con fauna y epifauna pelágica (Figura 16).

La Unidad Media presenta un contacto concordante y transicional de brechas calcáreas, con principalmente, *floatstone* y *rudstone*. La Unidad Superior muestra un dominio inicial de texturas *mudstone*, *wackestone* con alternancia de capas *floatstone-rudstone*, al final de esta unidad se presenta un dominio importante de texturas *floatstone*, *rudstone* en brechas calcáreas con sedimentos alóctonos retrabajados mayores a 2mm, indicando niveles de alta energía (Figura 17).

2.3.6 Descripción detallada del análisis microfacial

Para un mejor entendimiento de los datos obtenidos en el análisis microfacial, se elaboraron tablas de datos, en paquetes de Microsoft Office Excel, así como también una leyenda que indica la simbología utilizada en la interpretación microfacial (Figura 18).

Las tablas de análisis microfacial describen el número de muestra, imagen de láminas delgadas, masa básica, porcentaje de biota, fósiles, tamaño, estructuras, texturas, estándar de microfacies y zonas de facies.

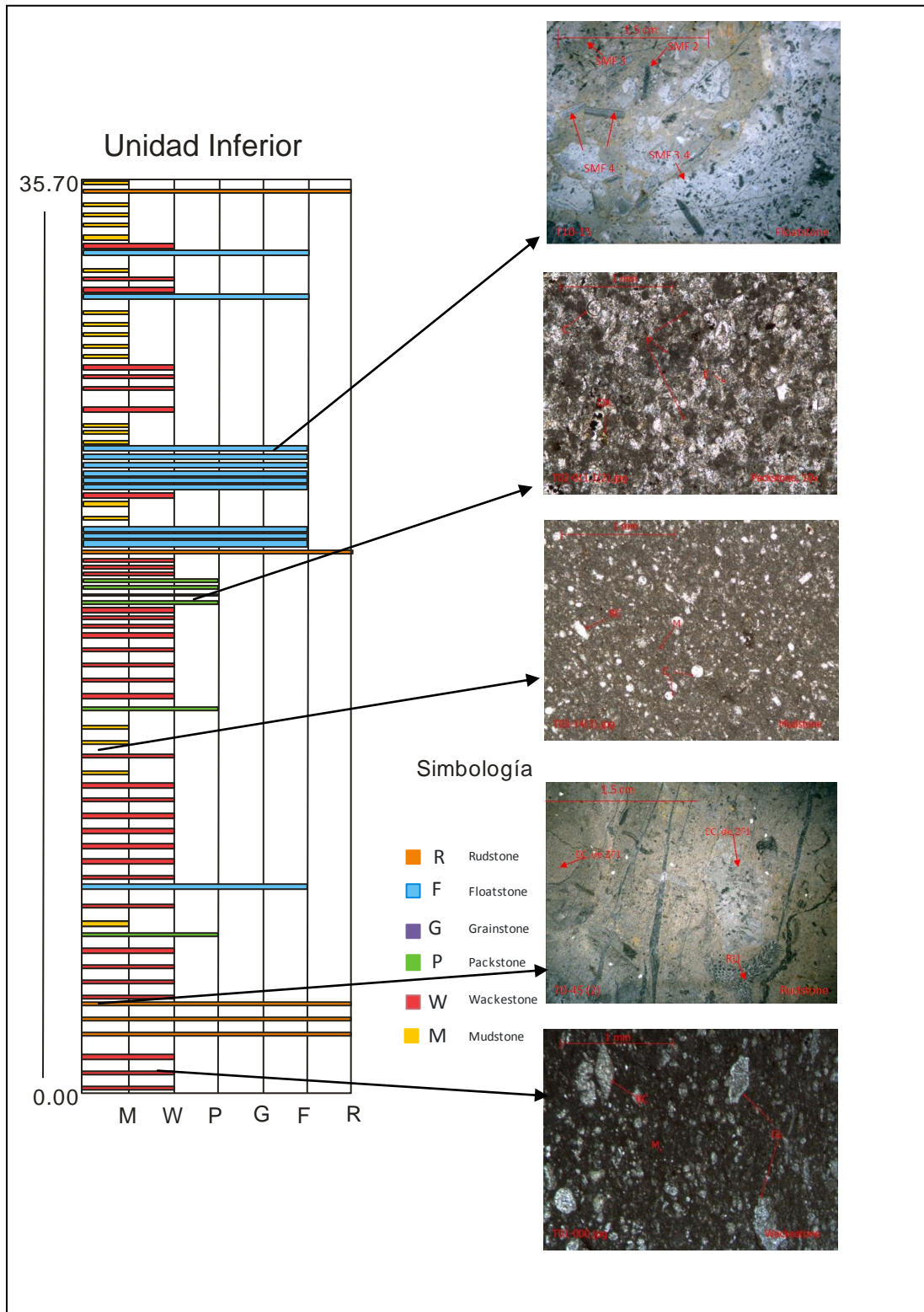


Figura 16. Gráfico de texturas deposicionales según Dunham (1962) en el análisis de las microfacies para la Unidad Inferior.

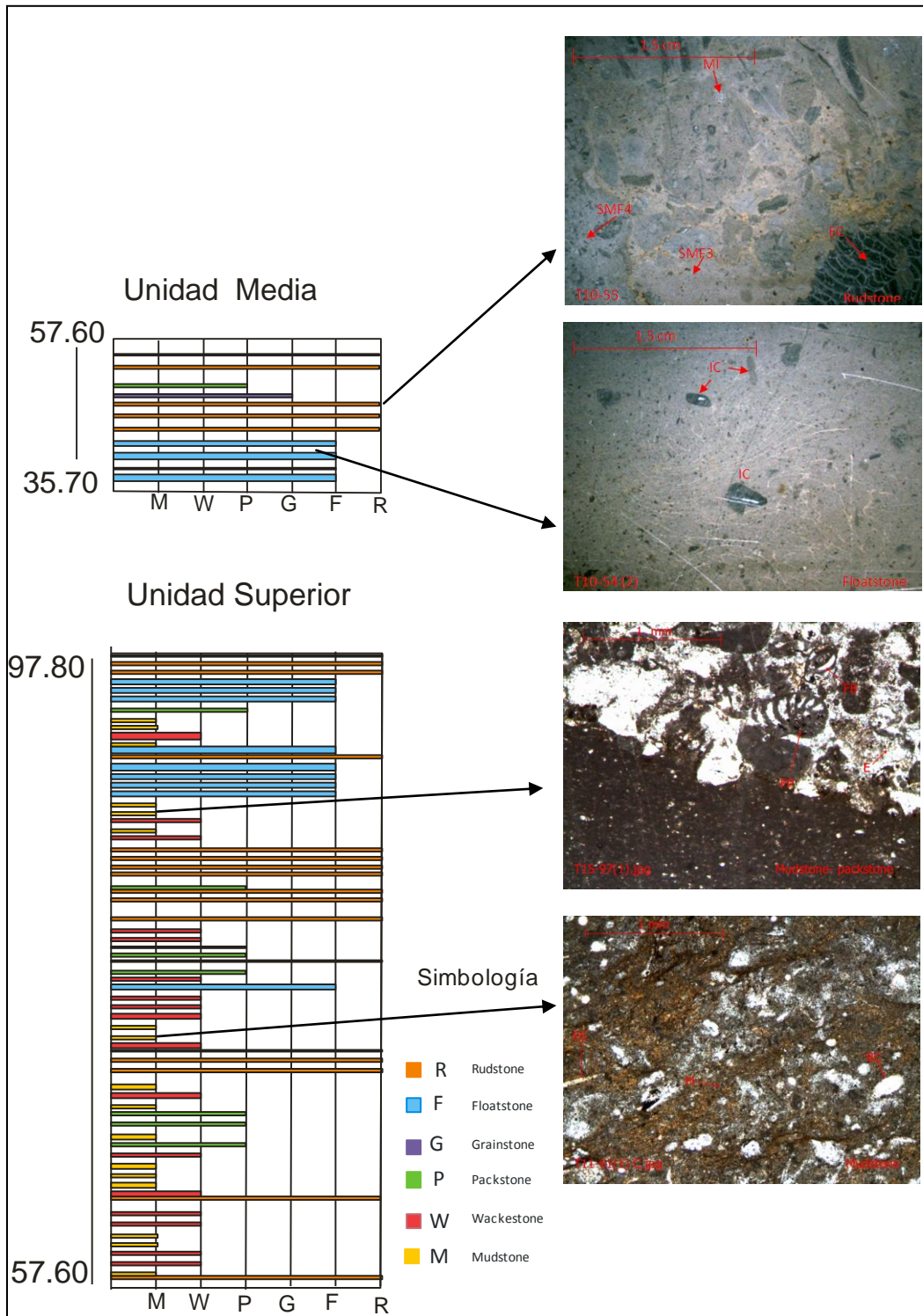


Figura 17. Gráfico de texturas deposicionales según Dunham (1962) en el análisis de las microfacies para la Unidad Media y Superior.






























LEYENDA		
 Unidad inferior  Unidad medio  Unidad superior	<p style="text-align: center;">Texturas</p> <p>M-Mudstone W-Wackestone P-Packstone G-Grainstone F-Floatstone R-Rudstone</p>	<p style="text-align: center;">Estructuras</p>  Estratificación paralela  Est. ondulada  Est. gradada  Laminación  Bioturbación  Brecha  Plegamiento sinsedimentario  Masiva  Grano decreciente  Est. cruzada
<p style="text-align: center;">Fósil</p>  Equinodermo  Bivalvos  Algas  Osatracódos  Intraclastos  Extraclastos  Rudistas  Bioclastos	<p style="text-align: center;">Estructuras diagenéticas</p>  Estilolitas  Vetillas	 Espículas de esponja  Pellets  Radiolarios  Calcisferas  Foraminíferos planctónicos  Foraminíferos bentónicos

Figura 18. Leyenda de interpretación de columnas en el análisis de las microfacies (Ver tablas de laminas).

Lámina 1

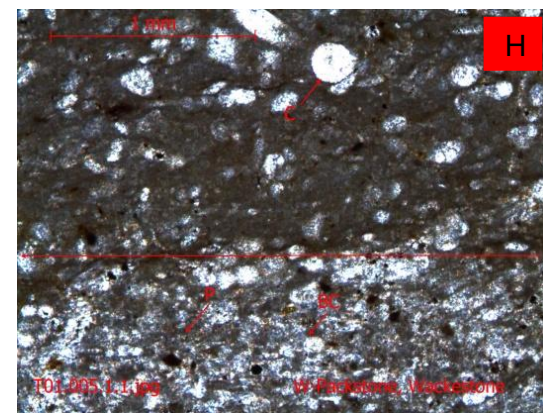
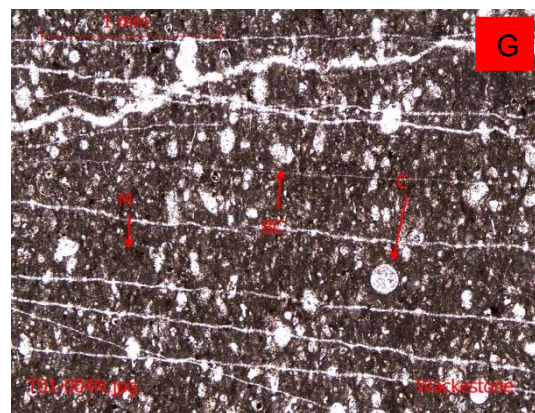
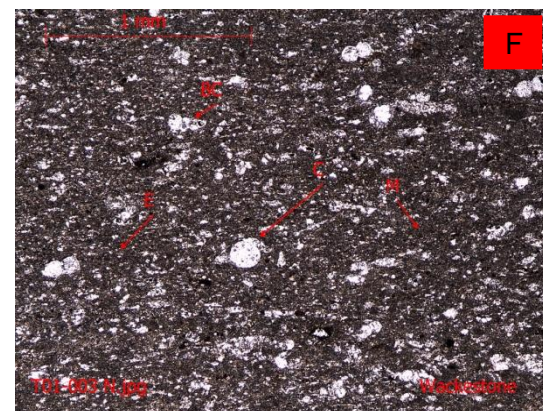
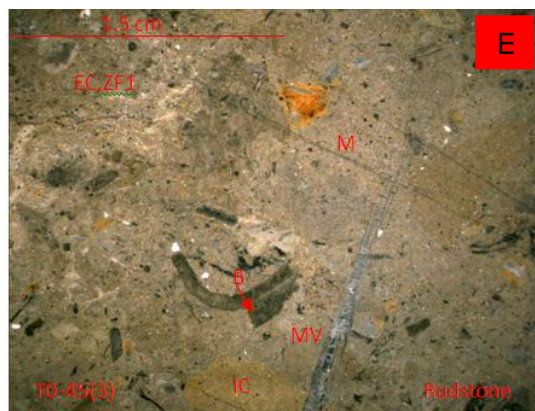
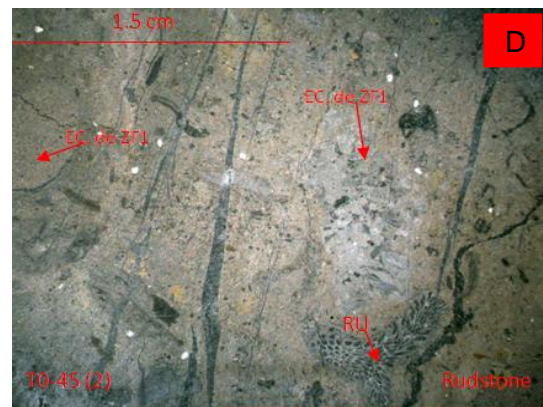
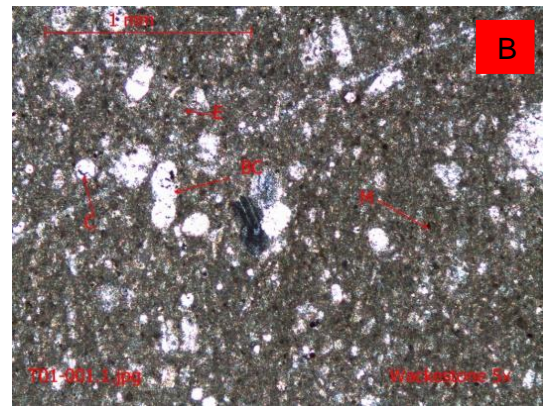
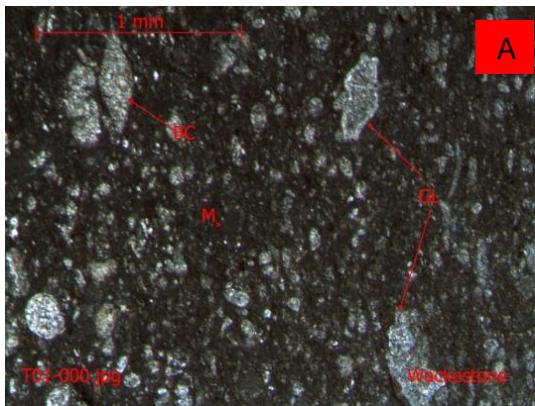


Lámina 2

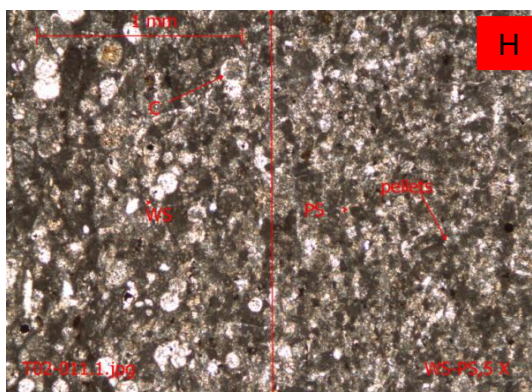
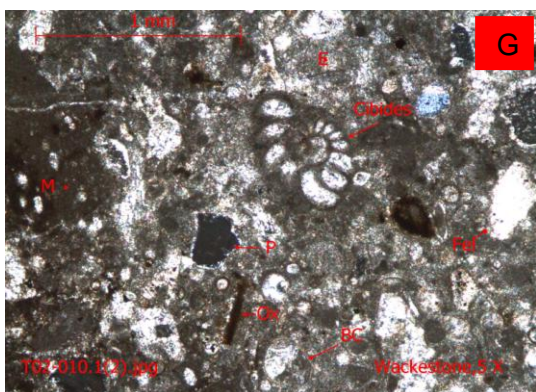
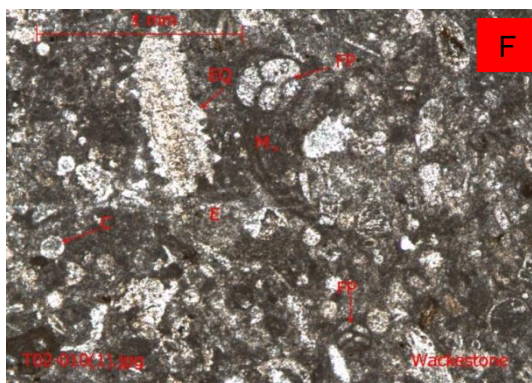
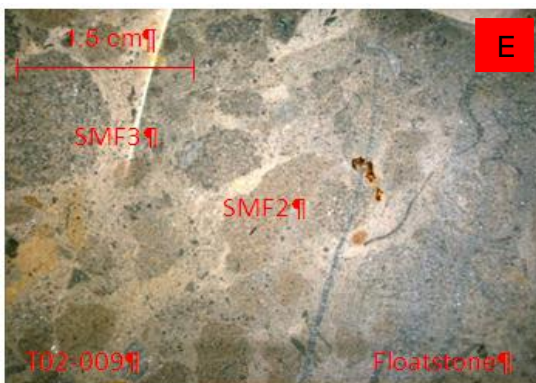
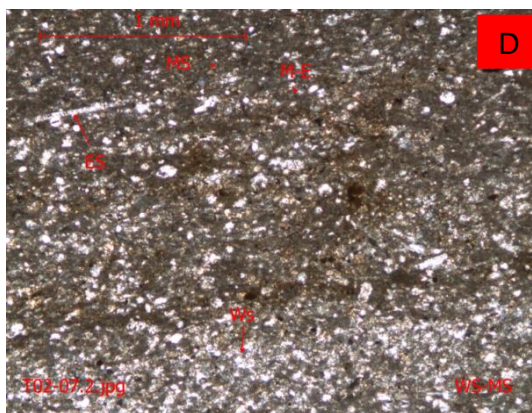
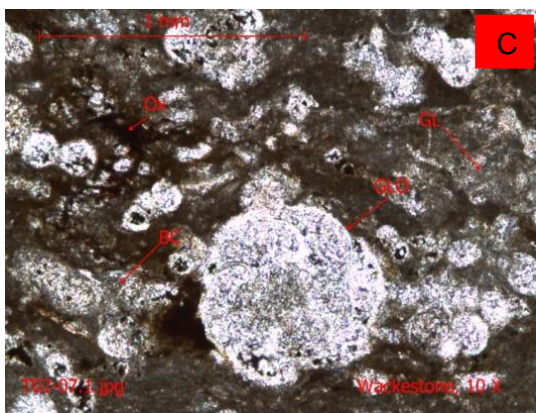
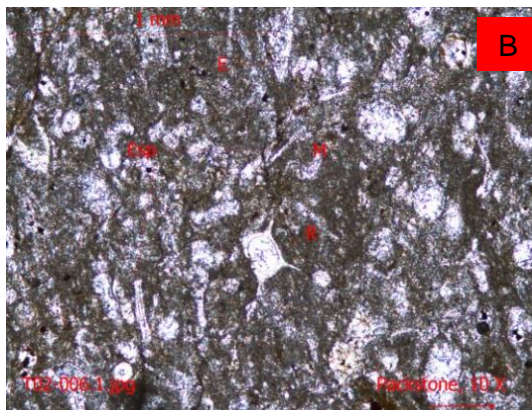
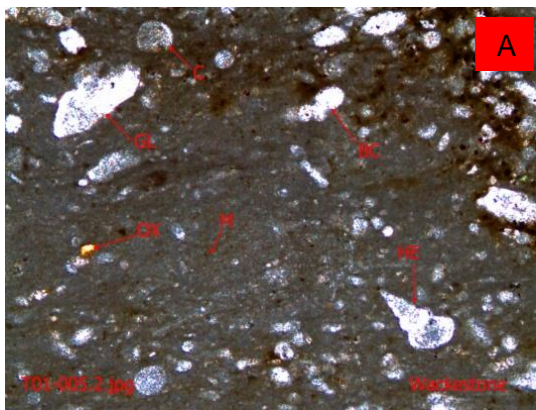


Lámina 3

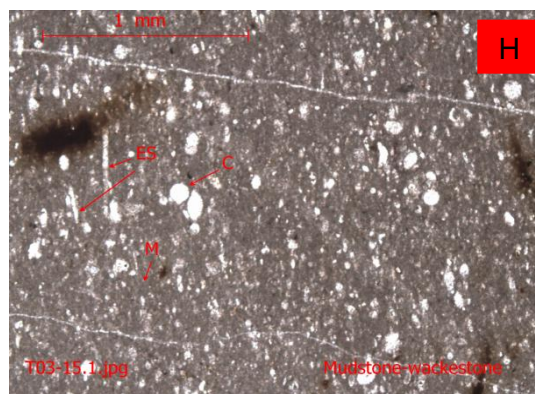
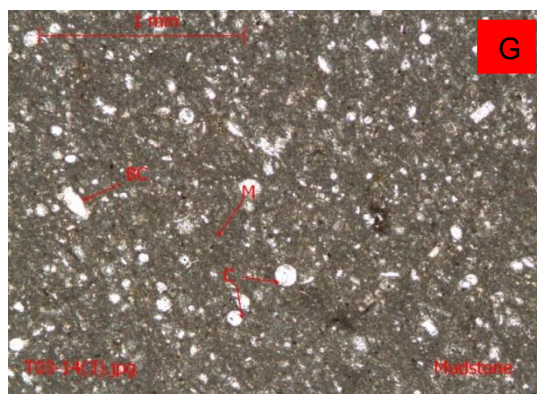
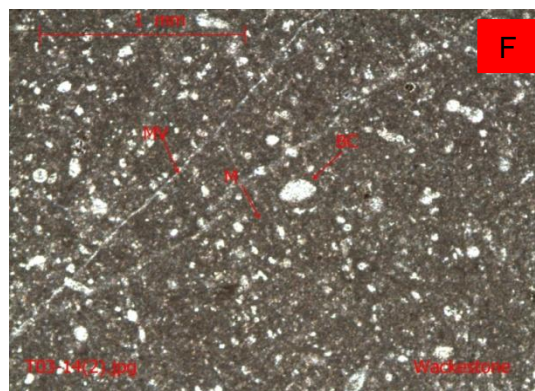
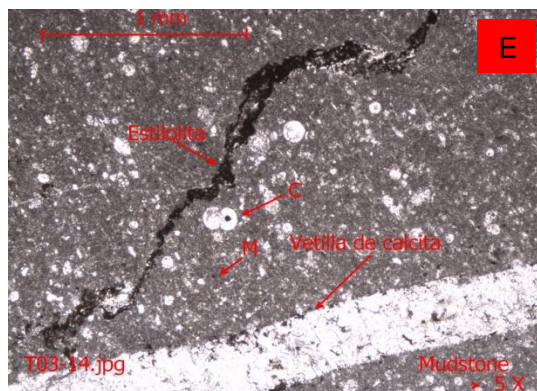
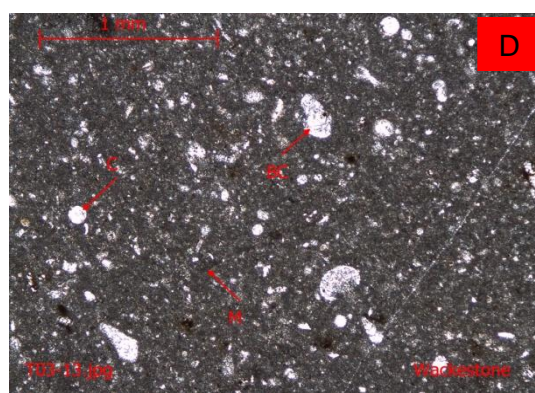
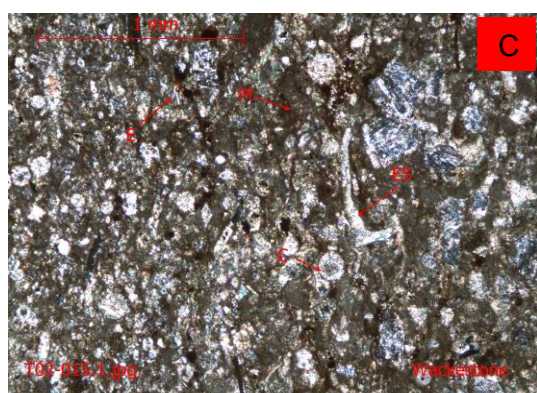
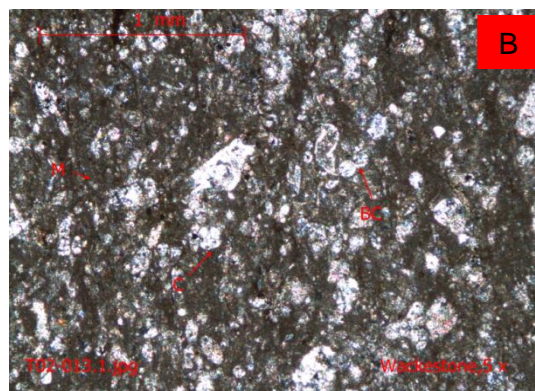
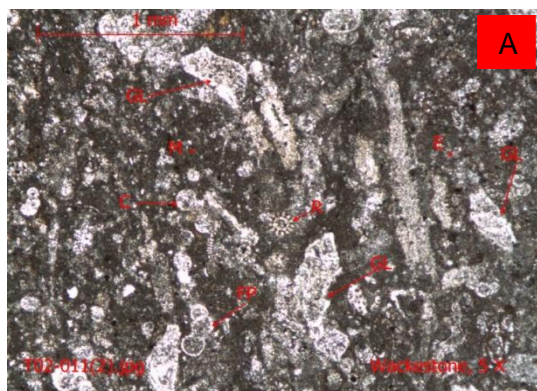


Lámina 4

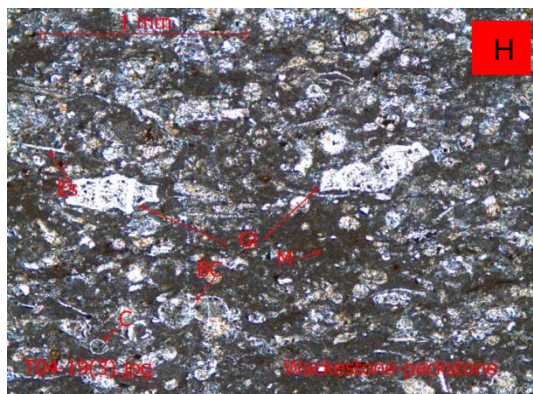
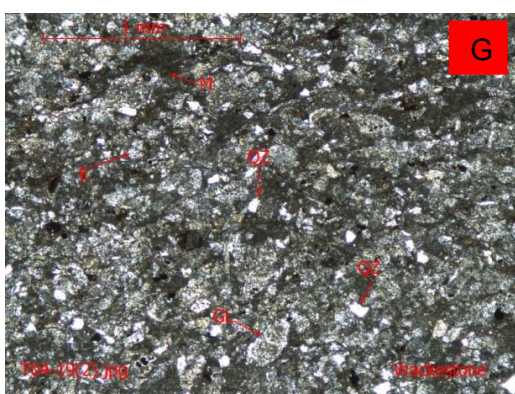
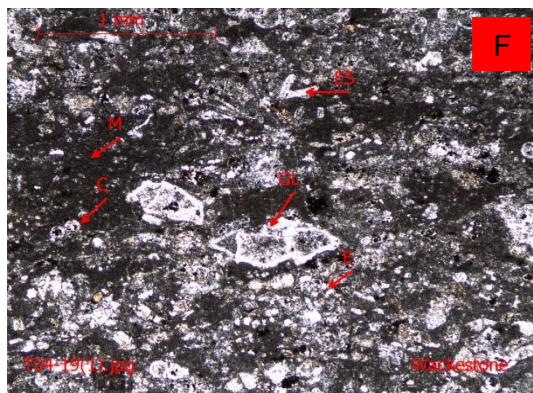
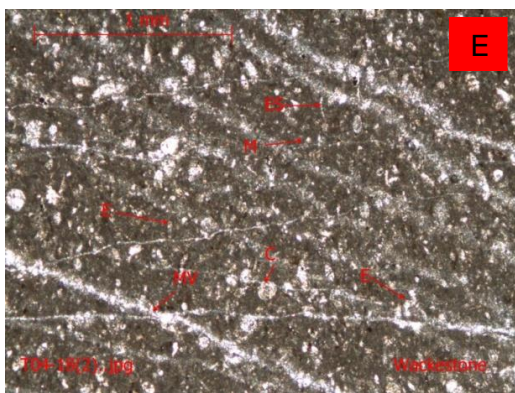
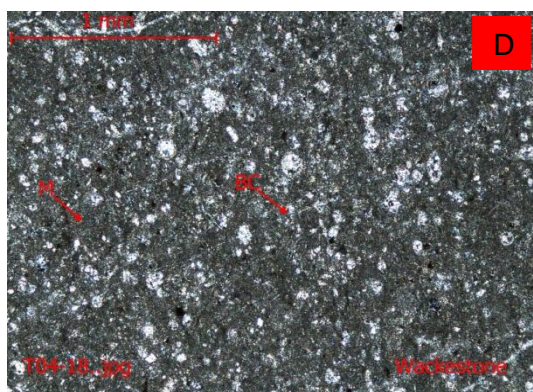
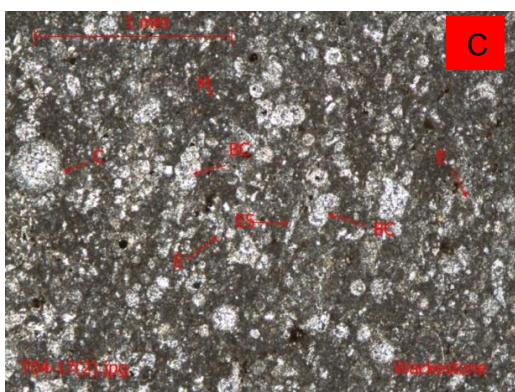
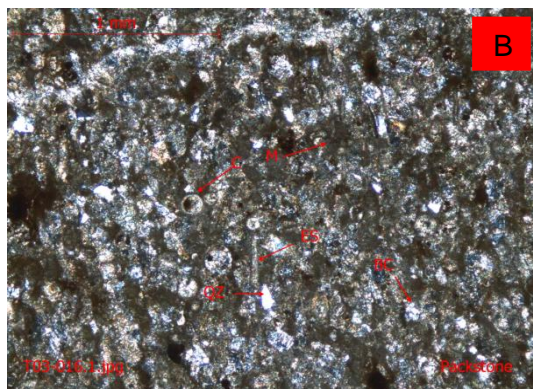
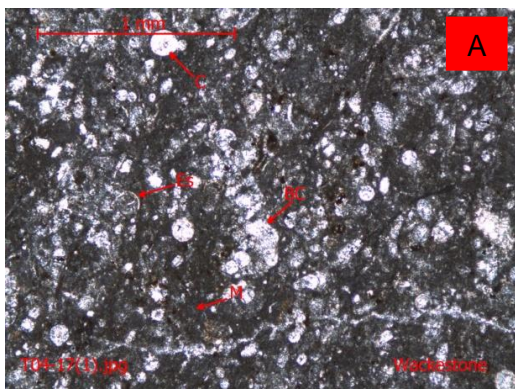


Lámina 5

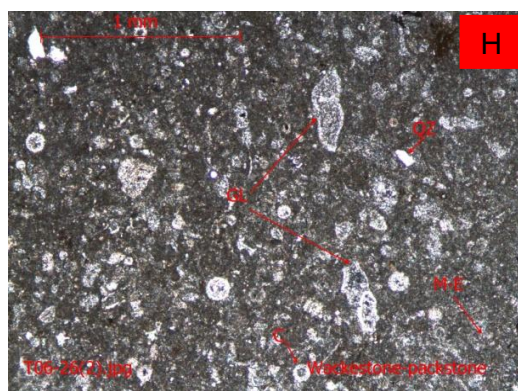
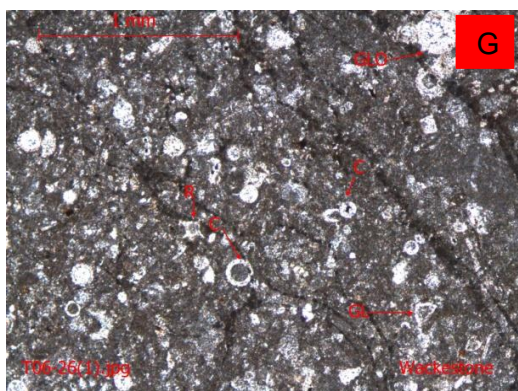
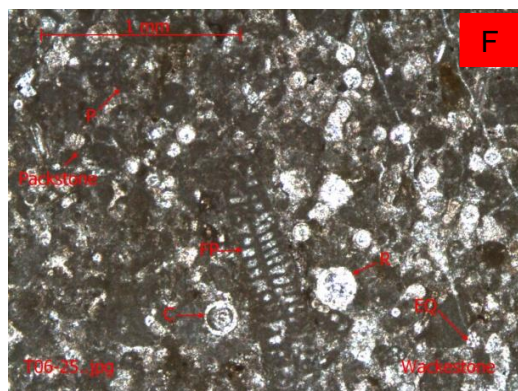
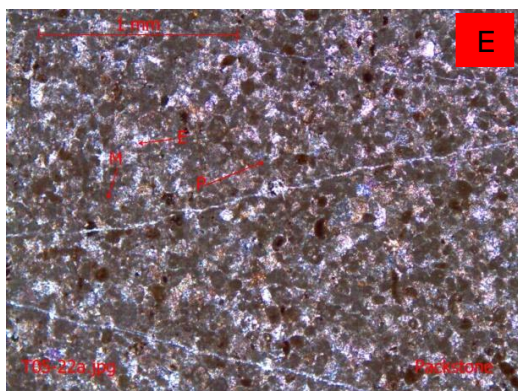
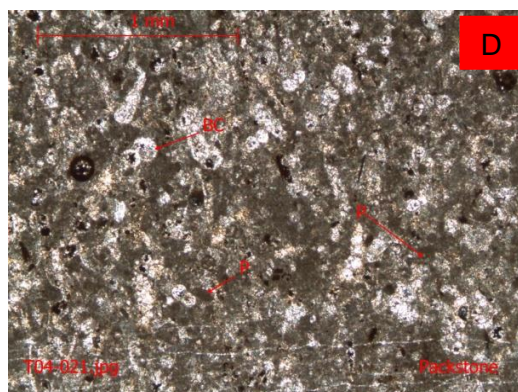
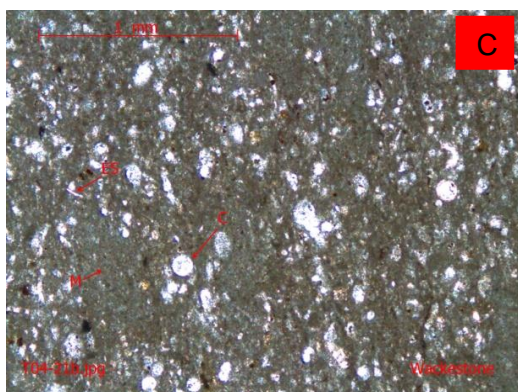
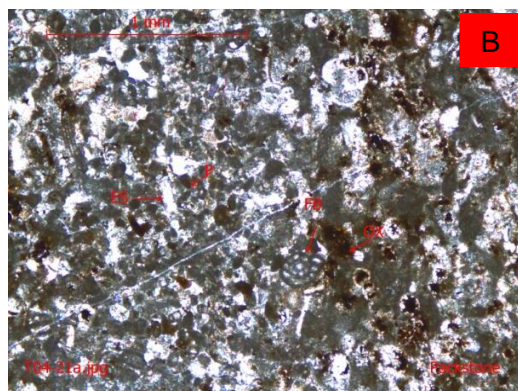
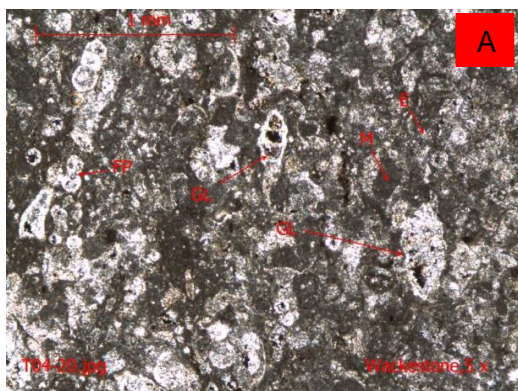


Lámina 6

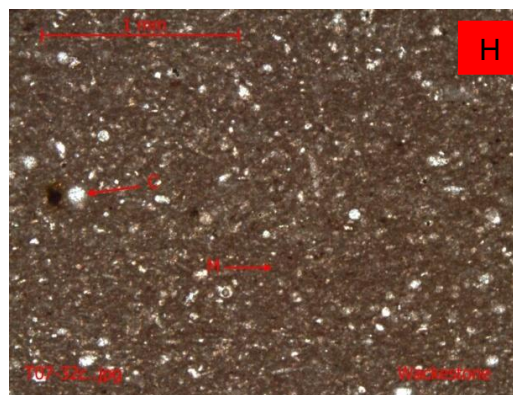
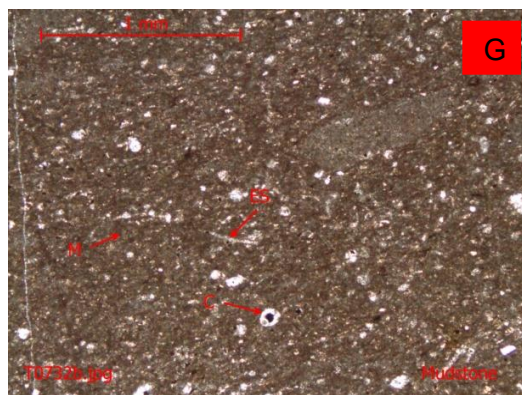
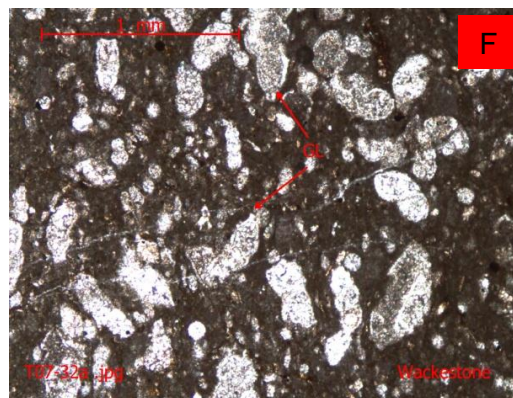
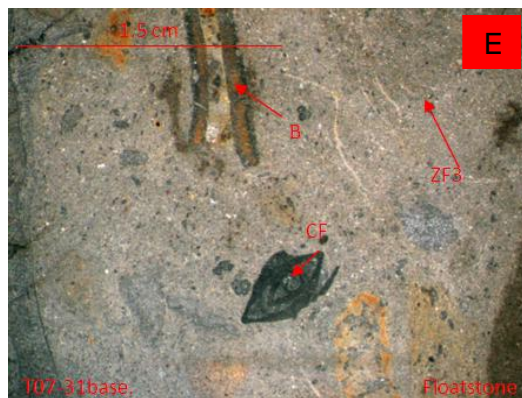
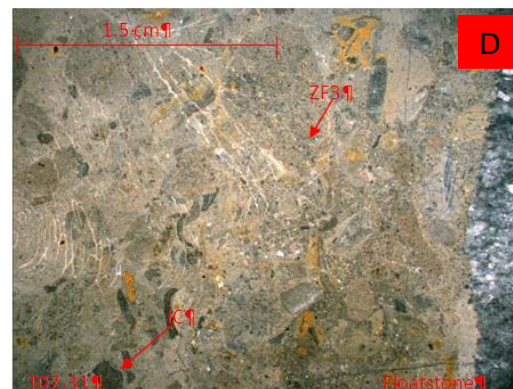
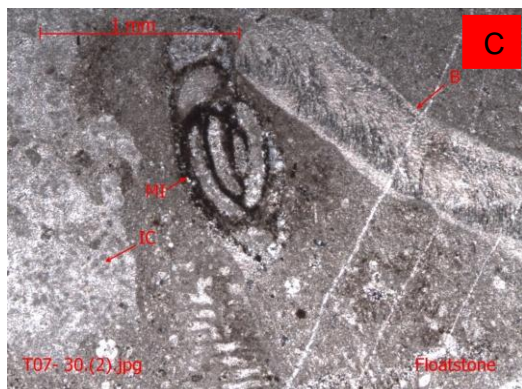
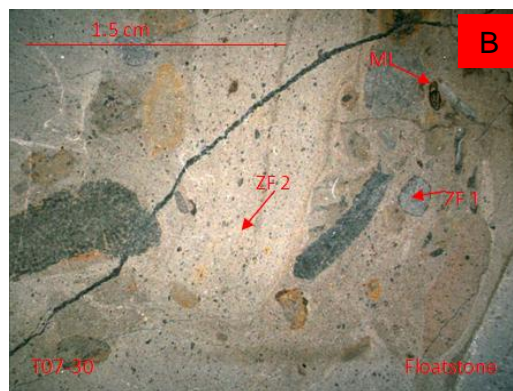
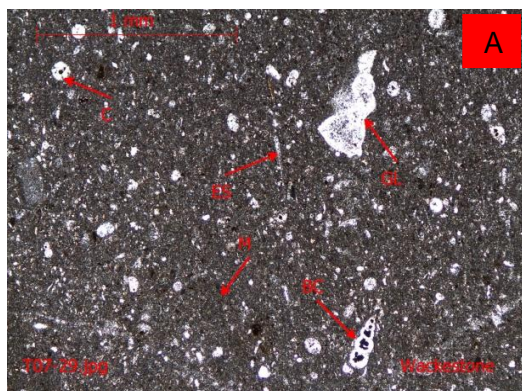


Lámina 7

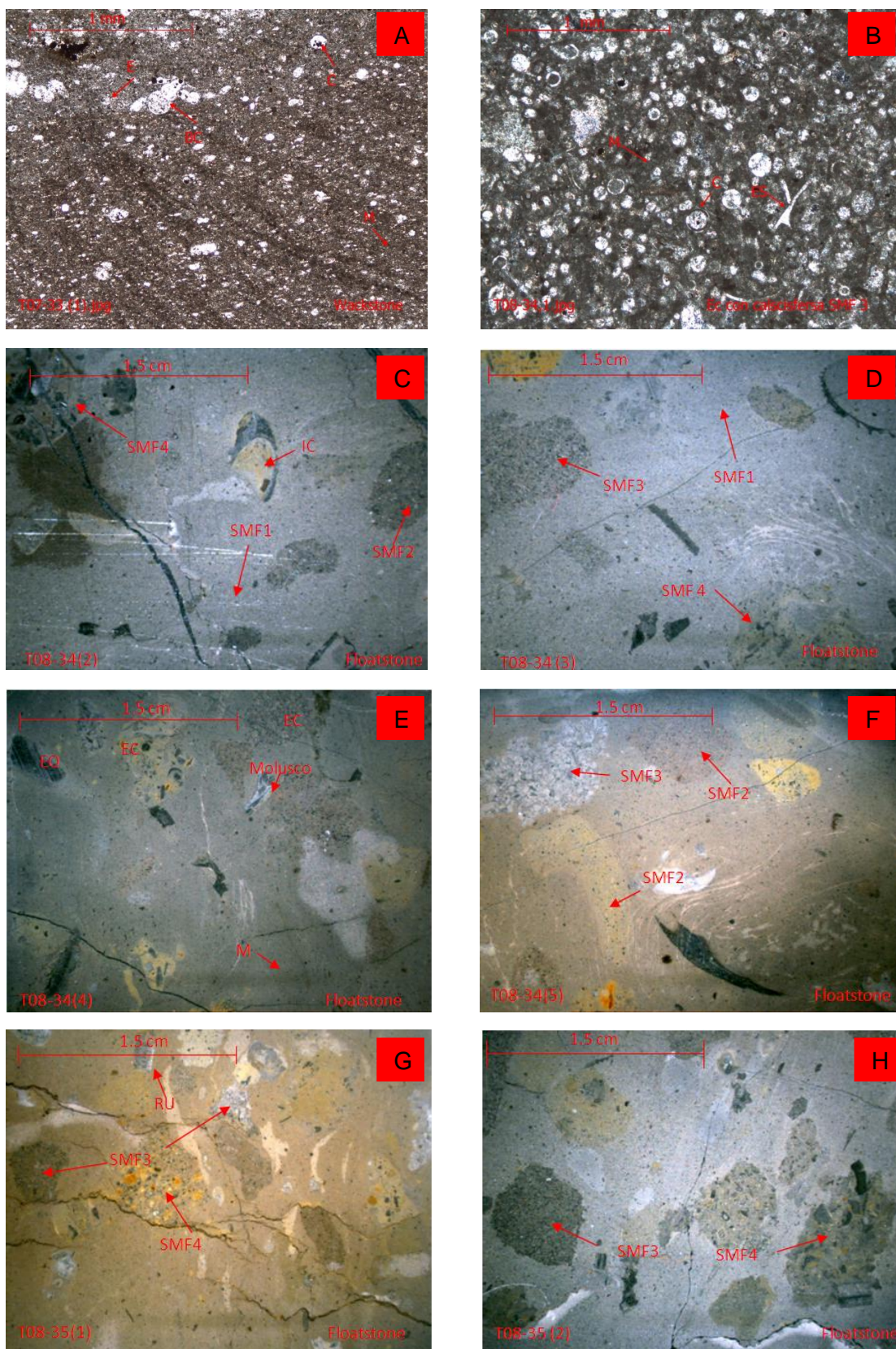
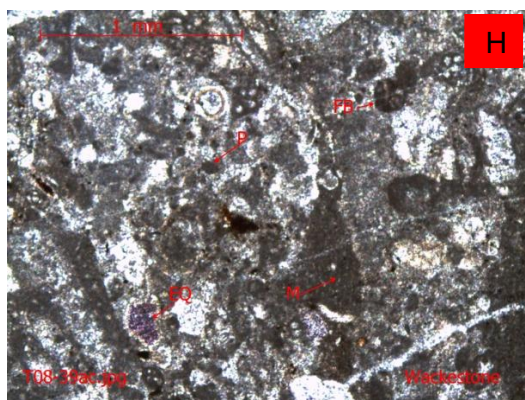
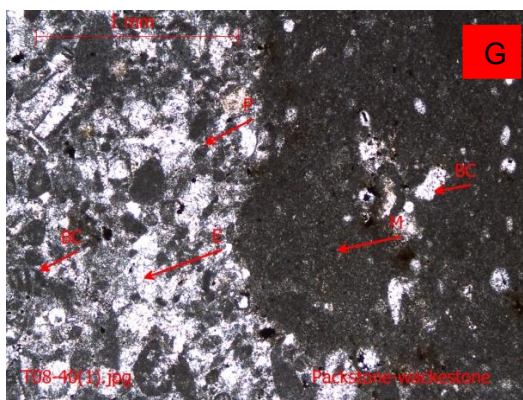
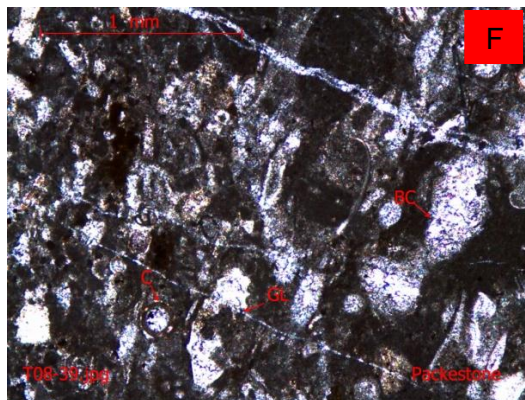
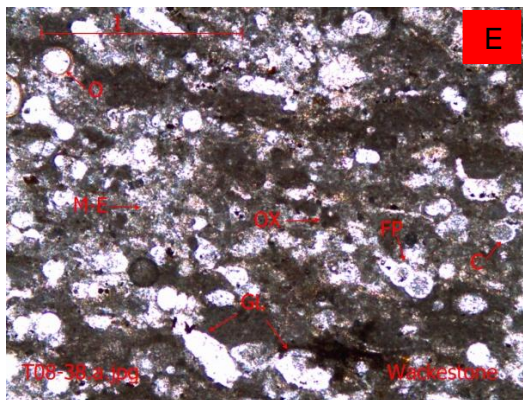
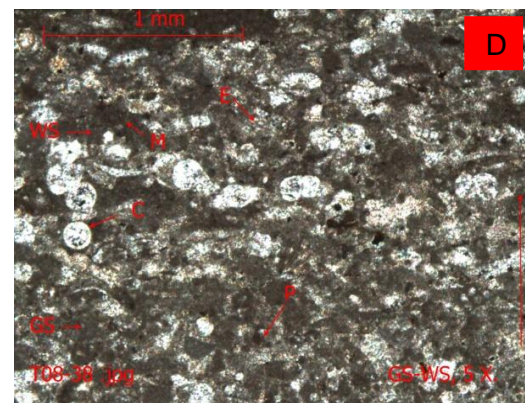
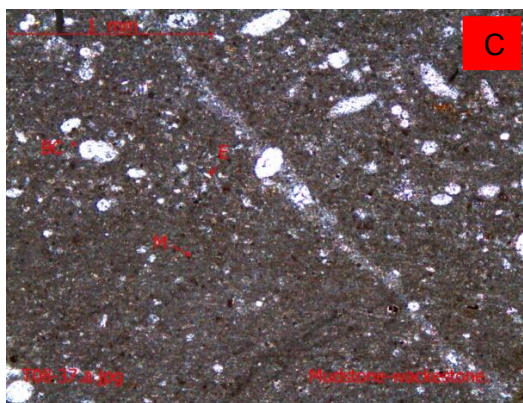
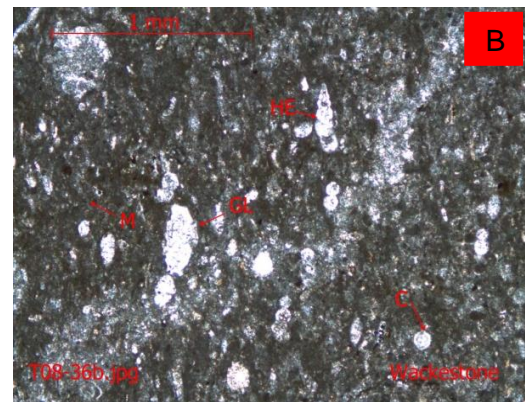
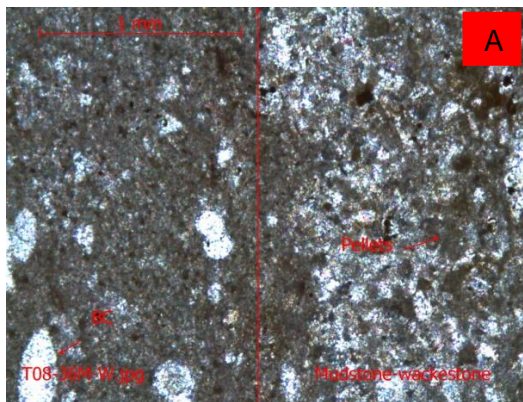


Lámina 8



Lamina 9

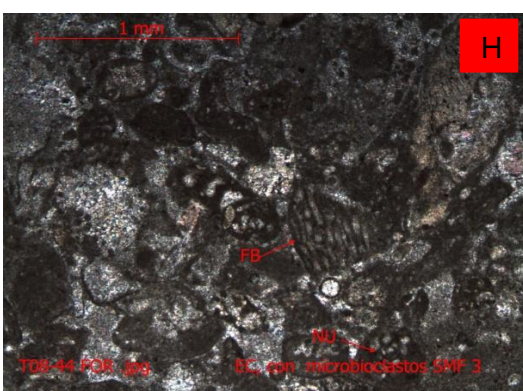
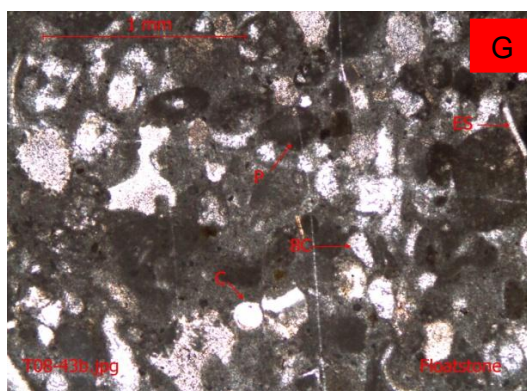
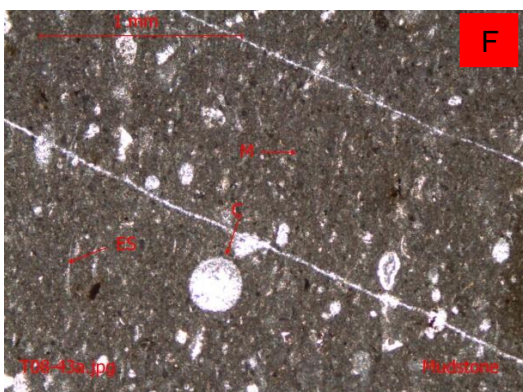
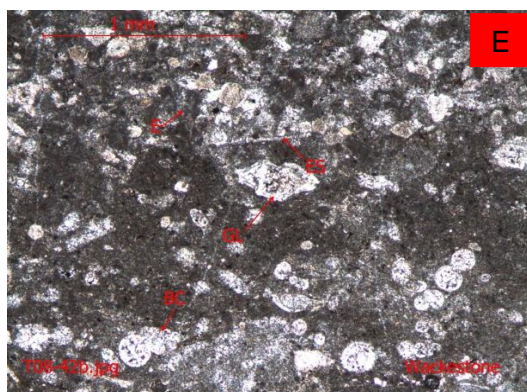
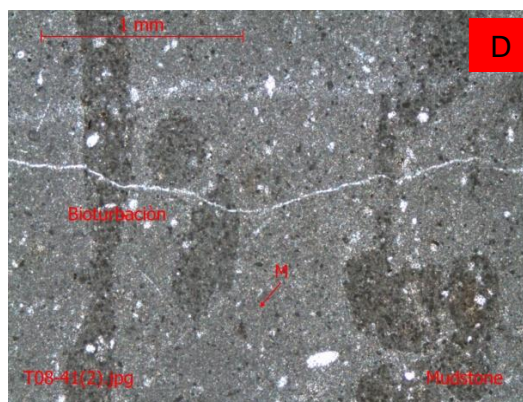
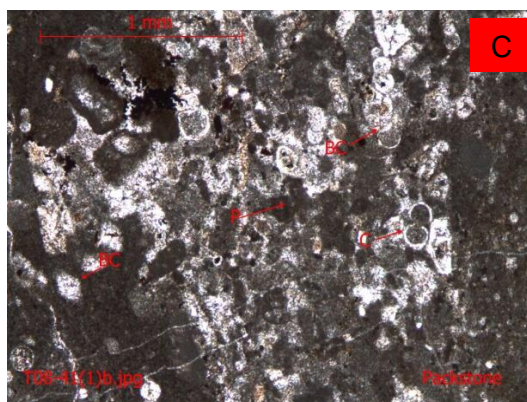
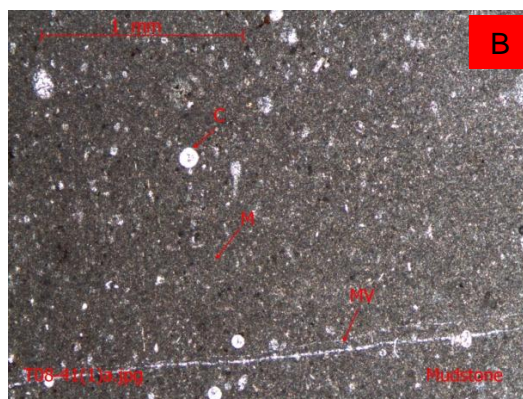
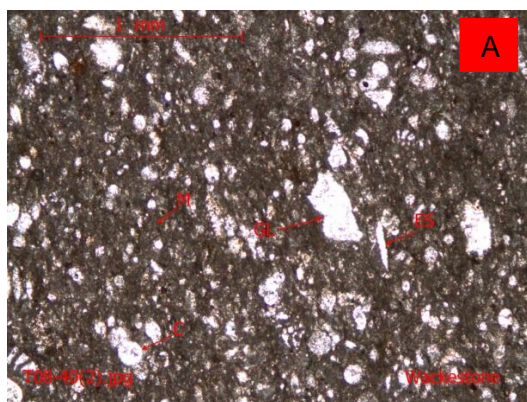


Lámina 10

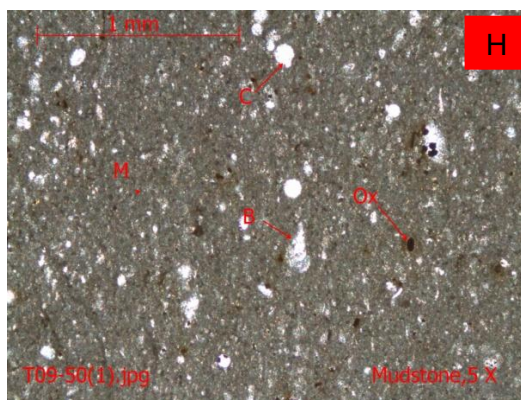
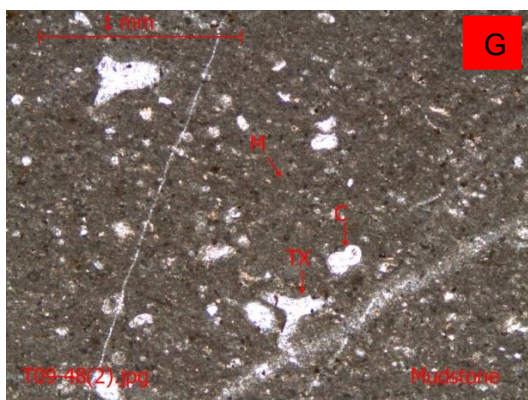
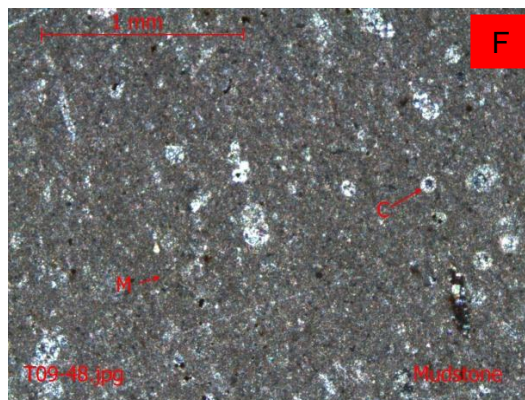
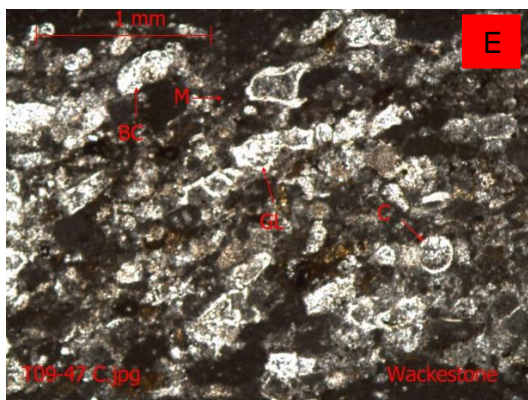
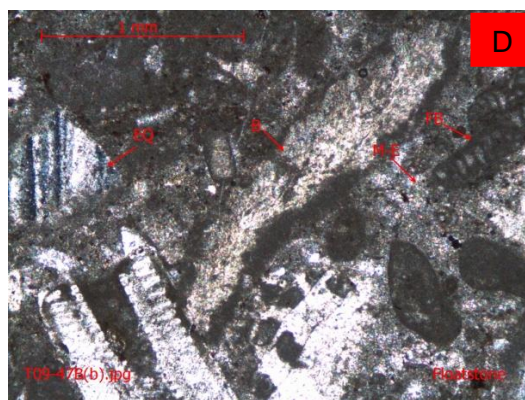
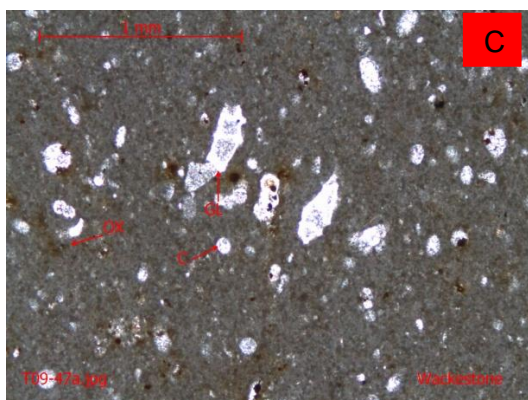
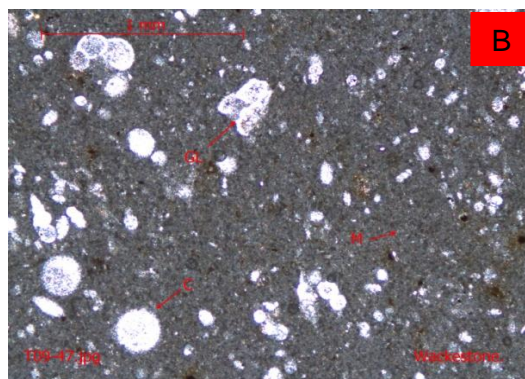
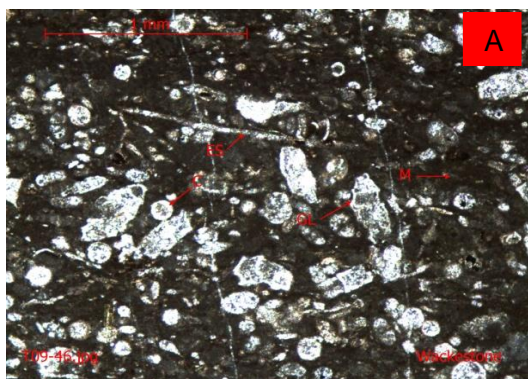


Lámina 11

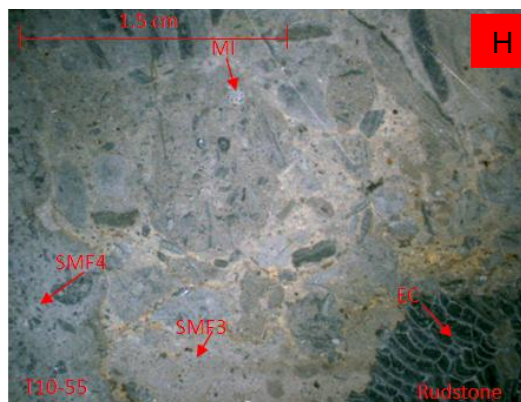
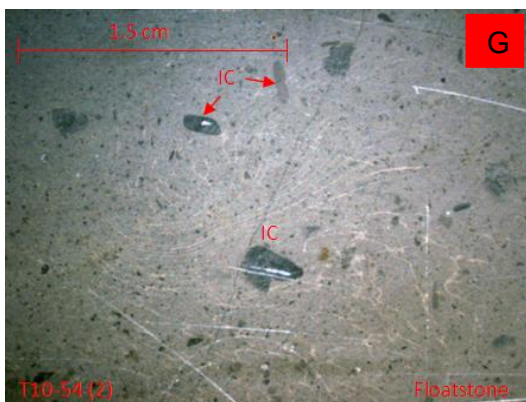
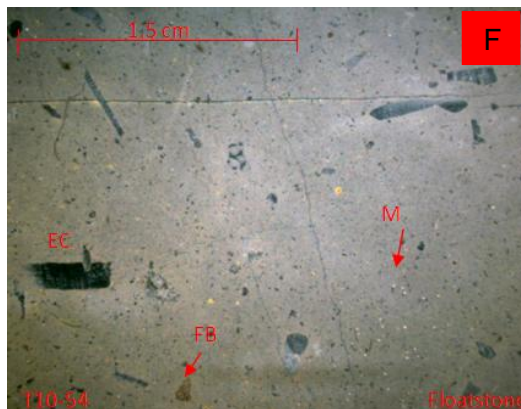
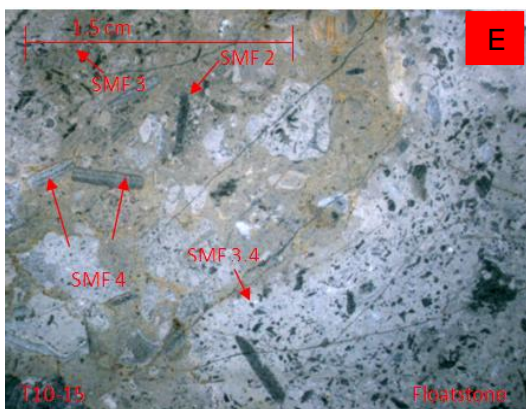
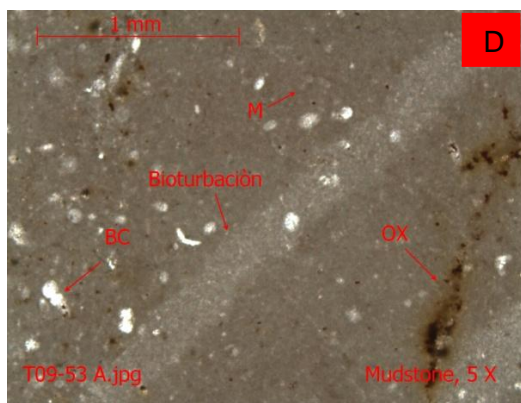
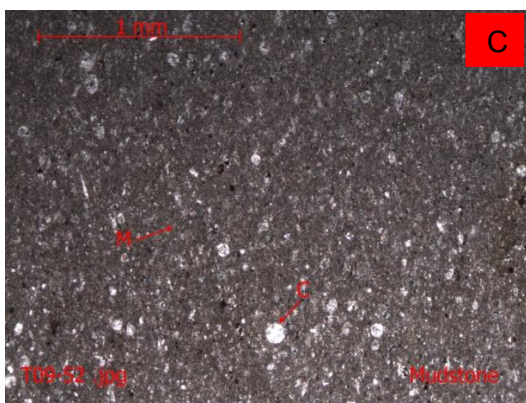
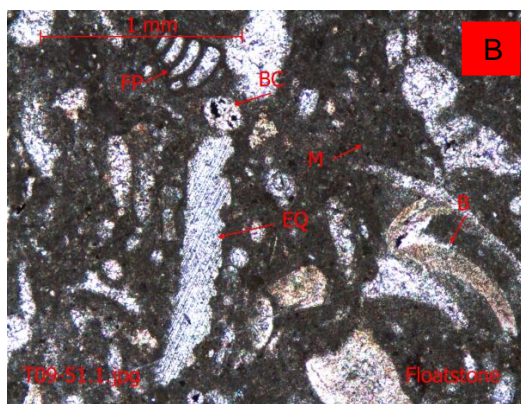
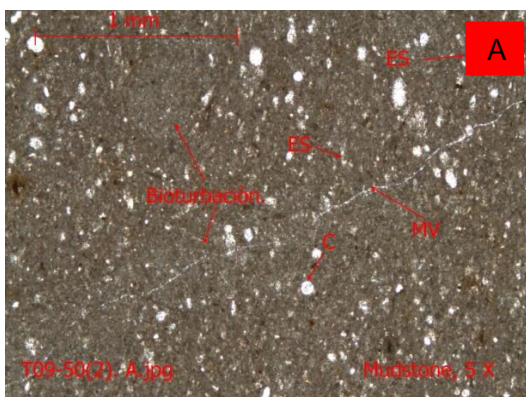


Lámina 12

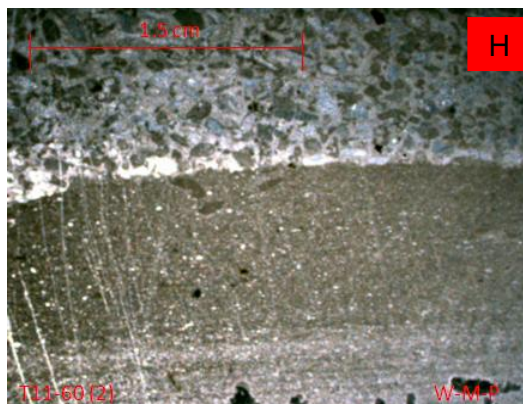
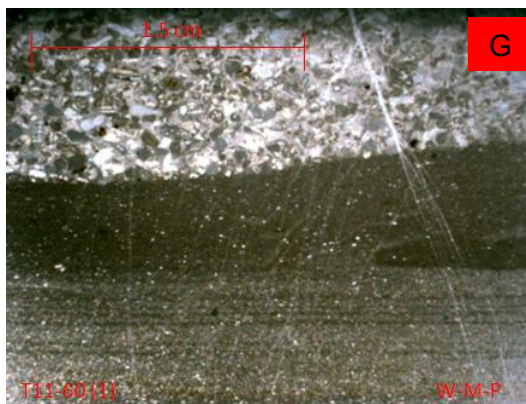
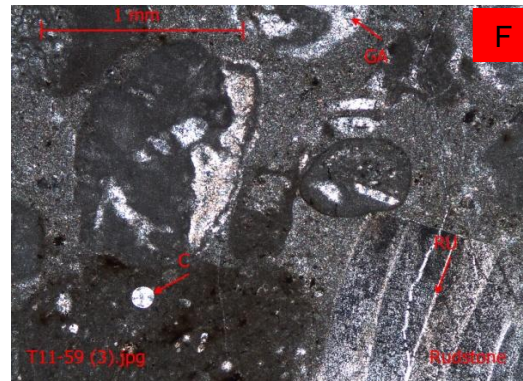
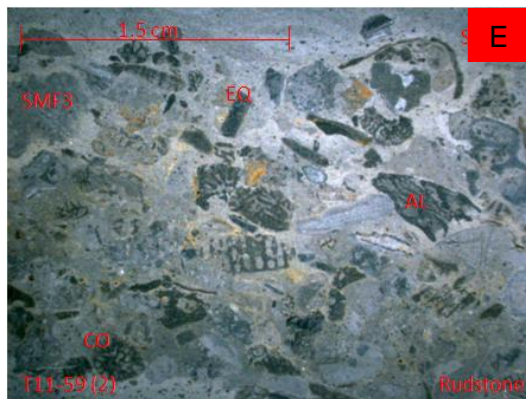
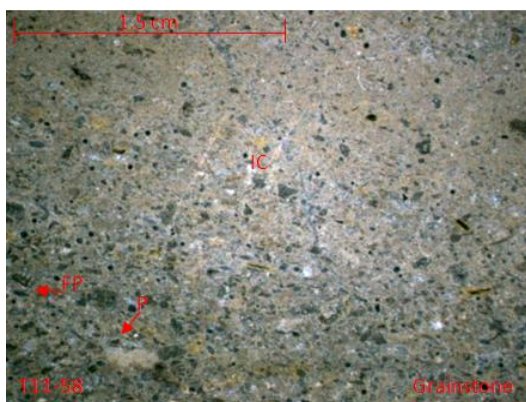
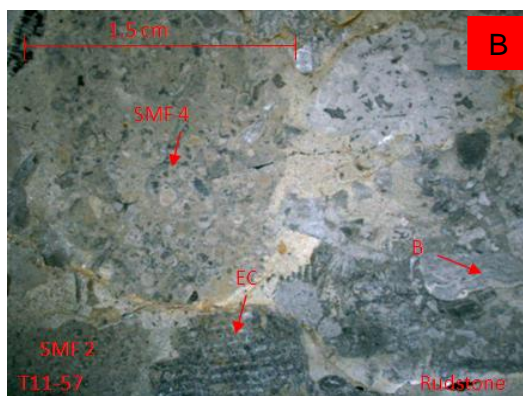
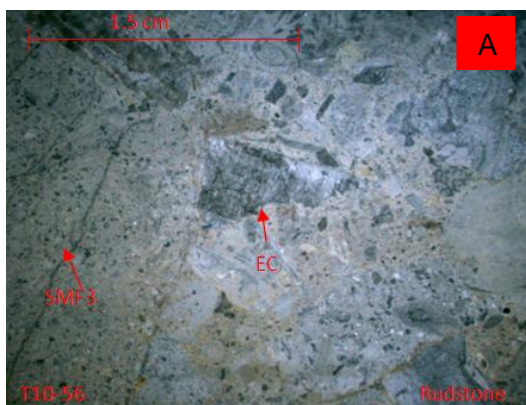


Lámina 13

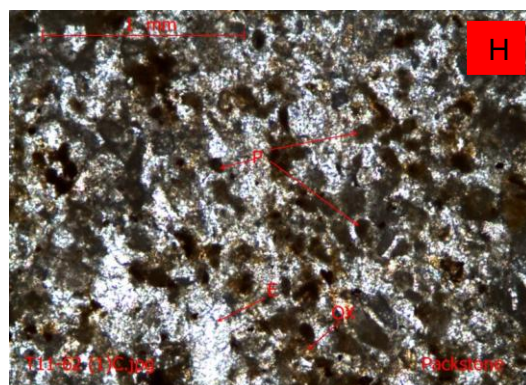
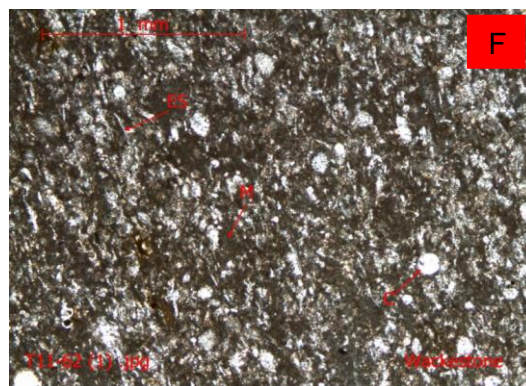
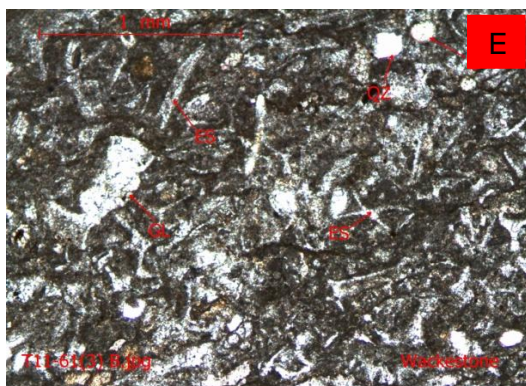
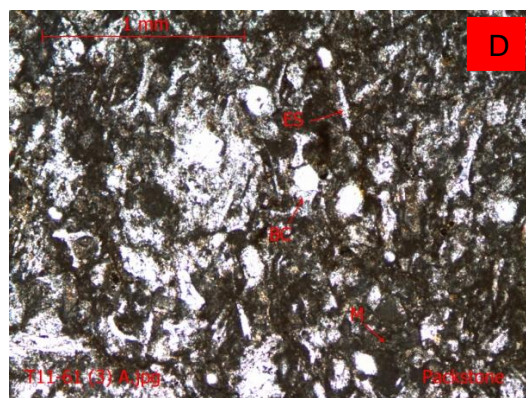
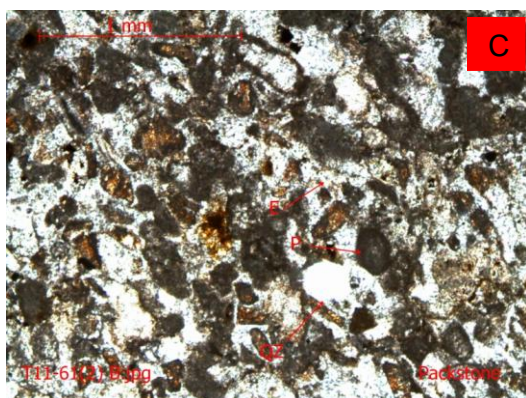
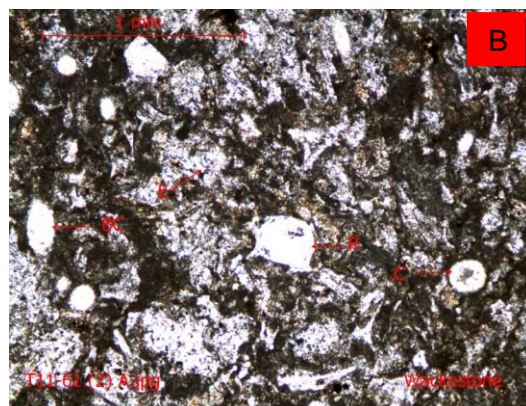
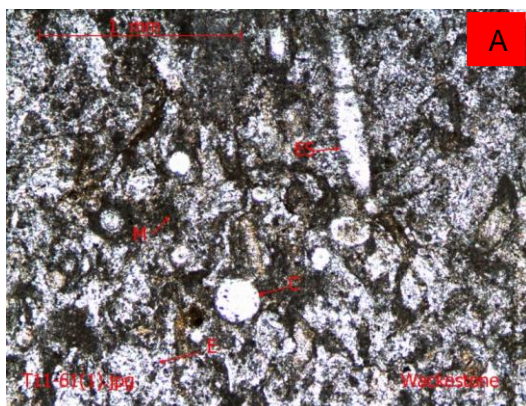


Lámina 14

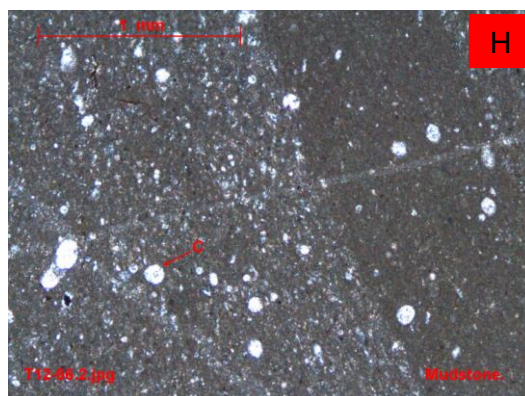
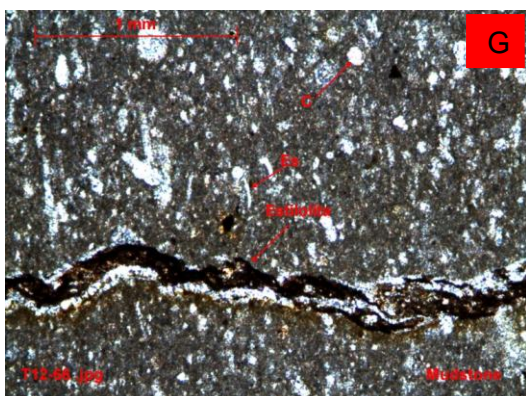
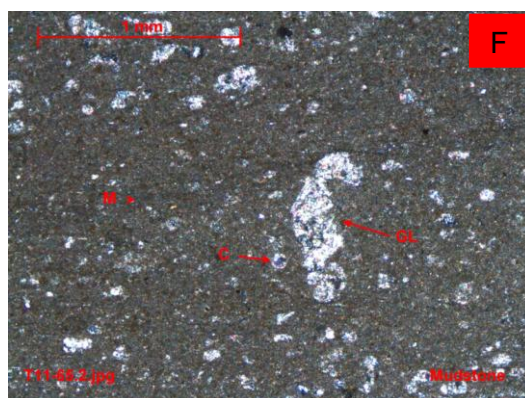
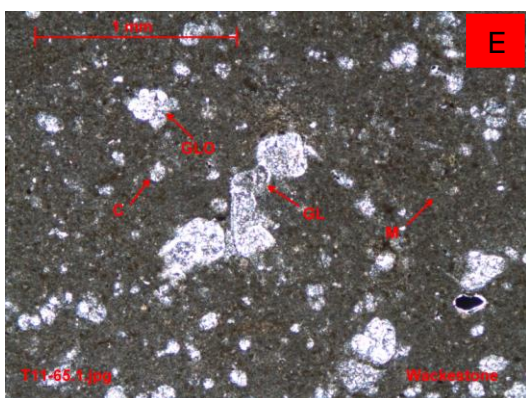
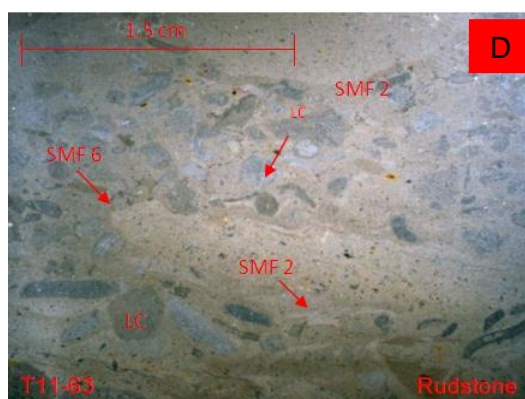
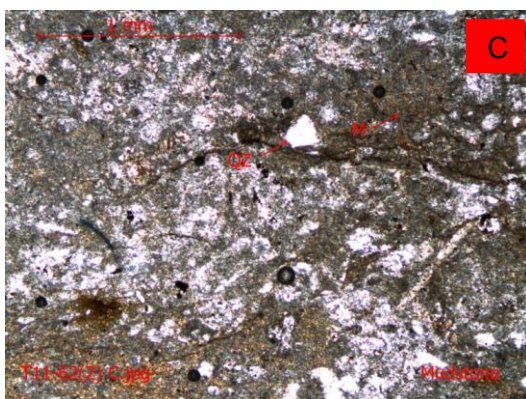
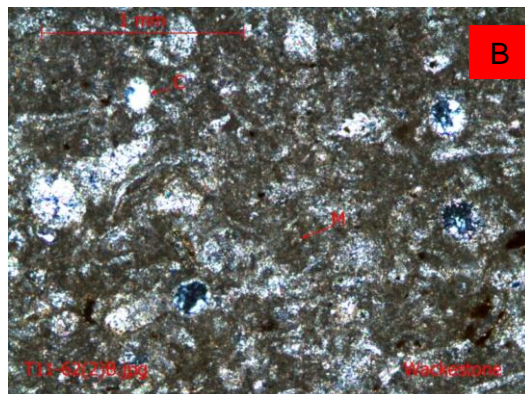
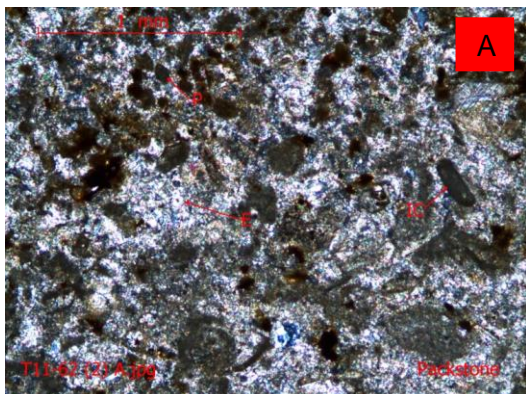


Lámina 15

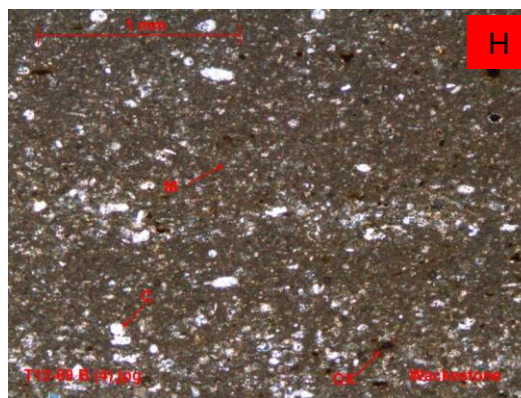
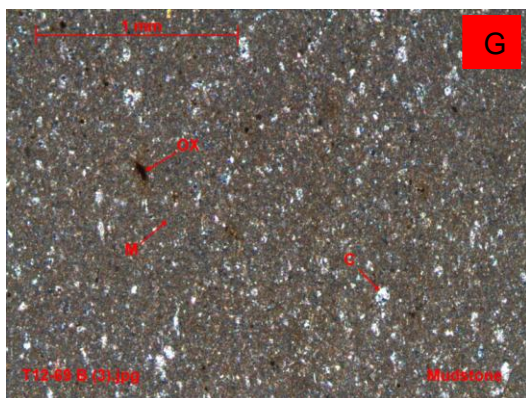
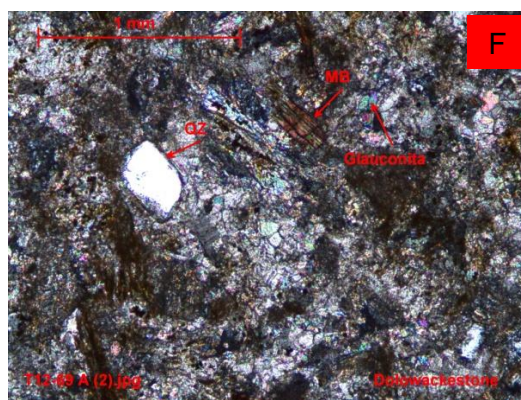
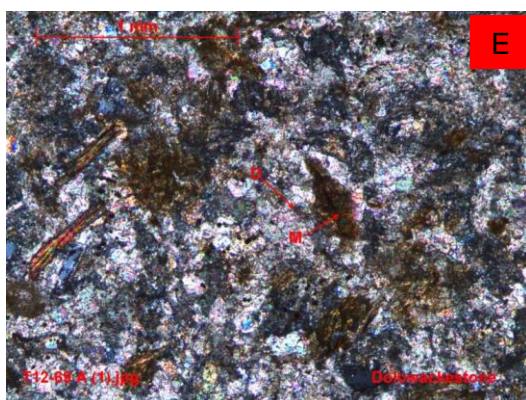
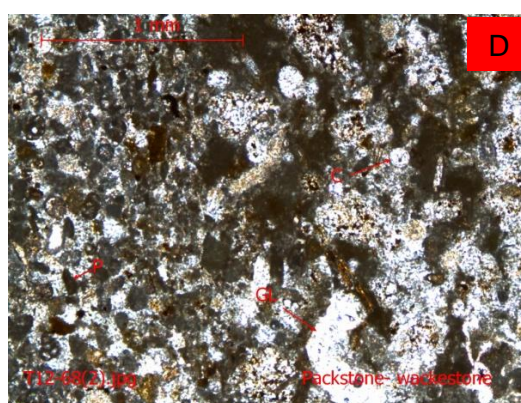
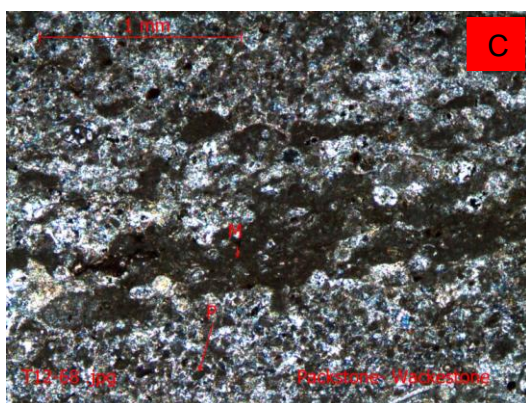
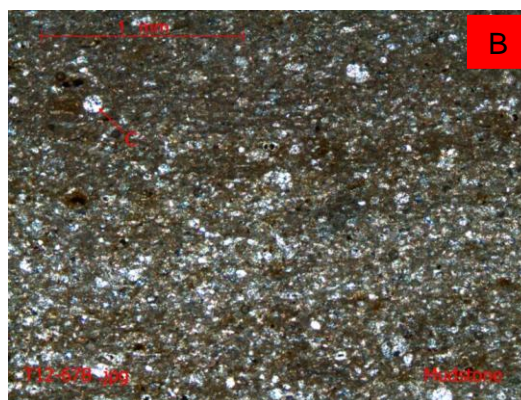
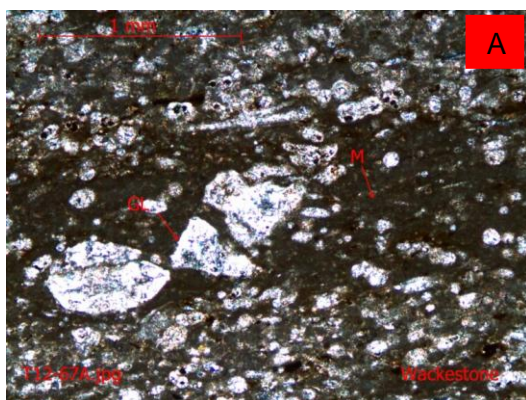


Lámina 16

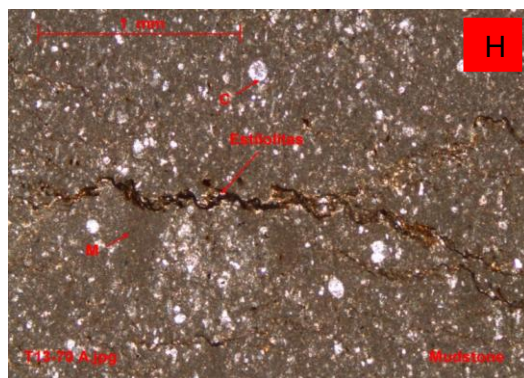
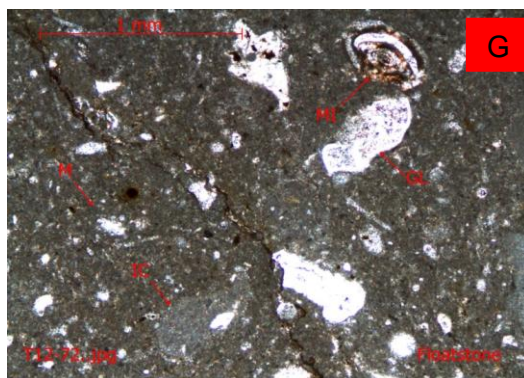
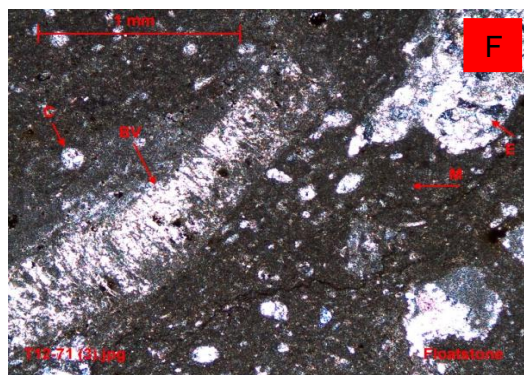
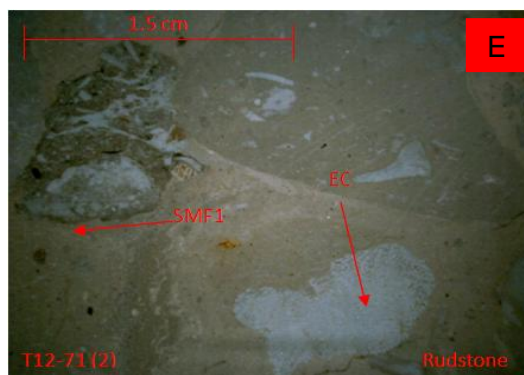
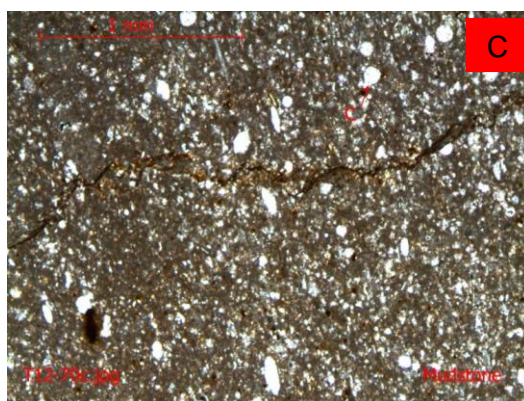
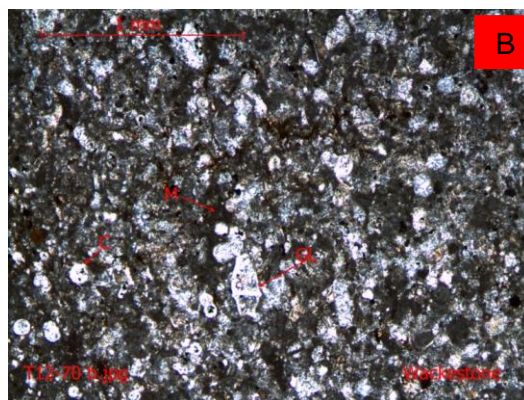
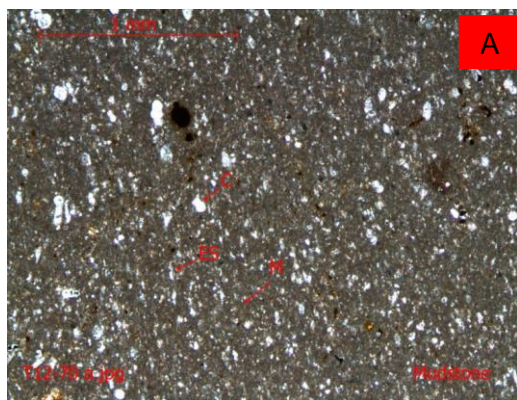


Lámina 17

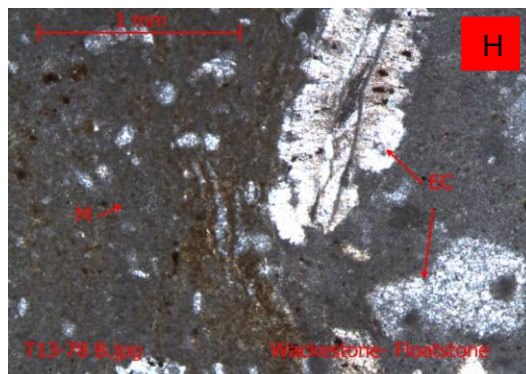
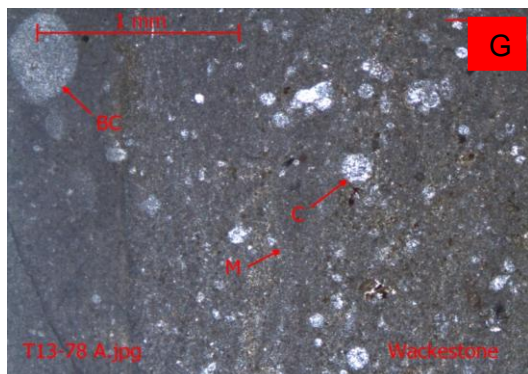
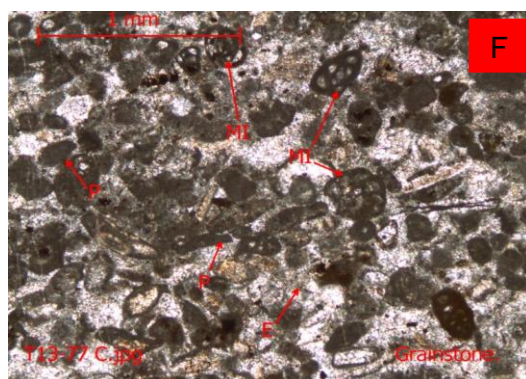
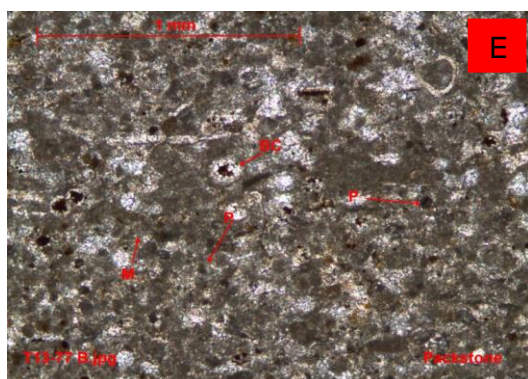
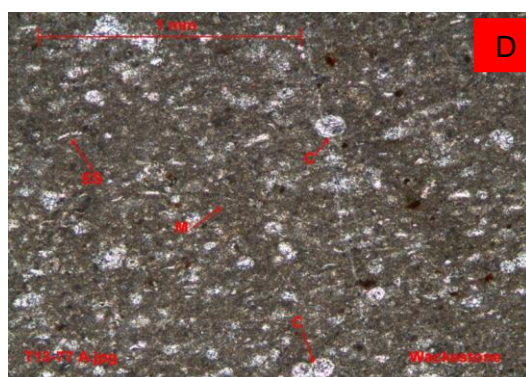
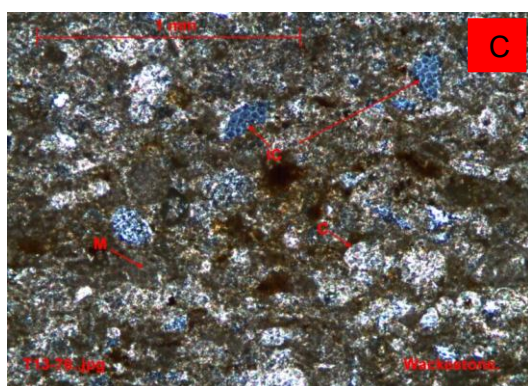
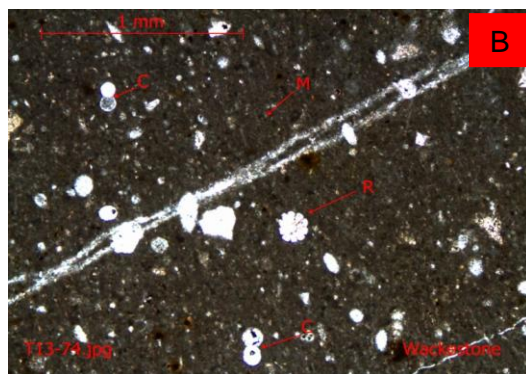
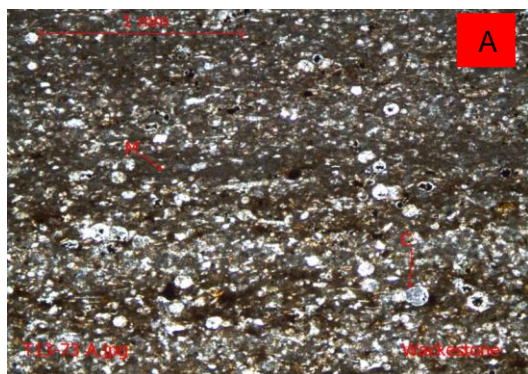


Lámina 18

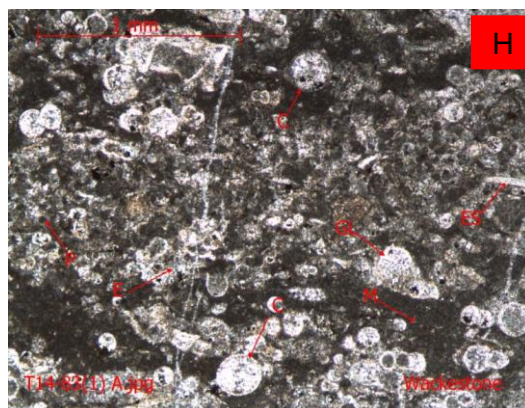
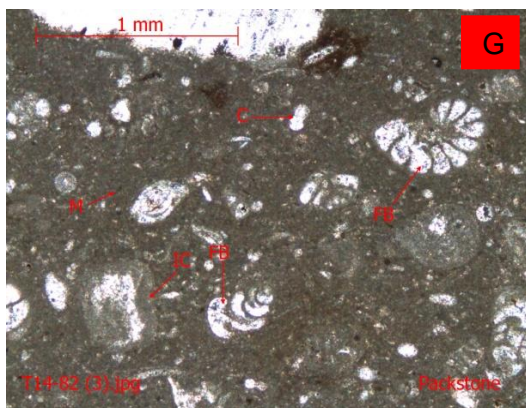
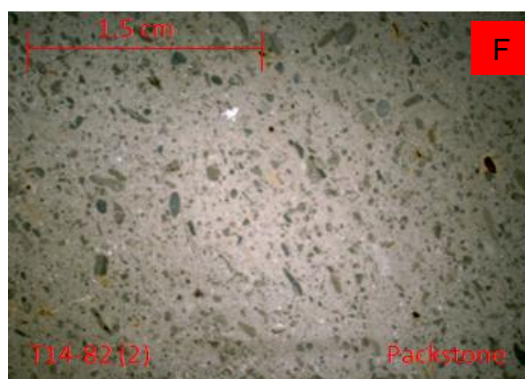
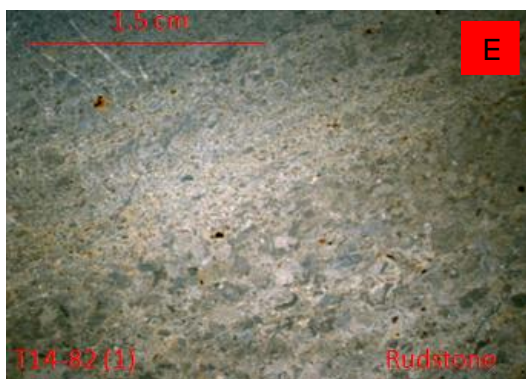
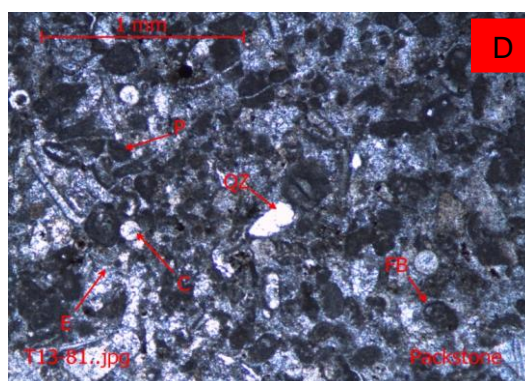
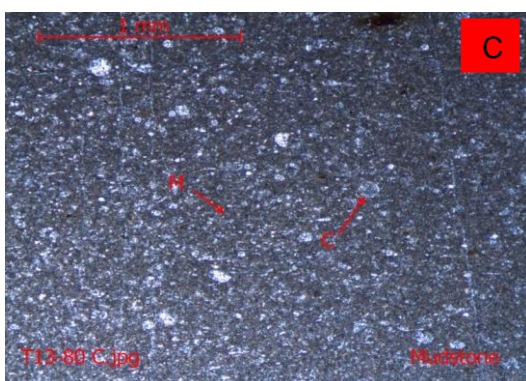
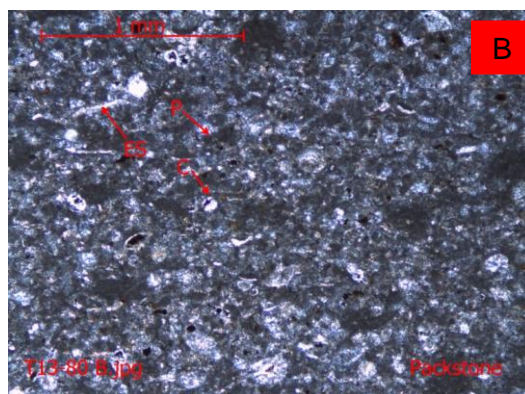


Lámina 19

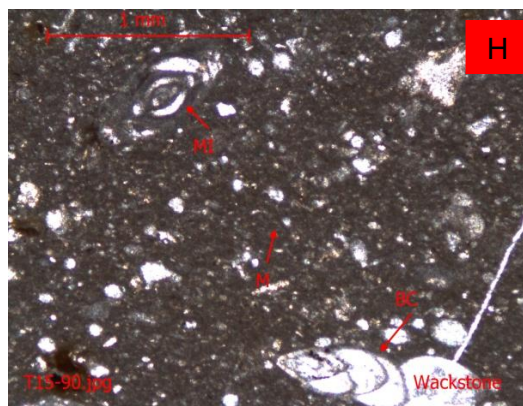
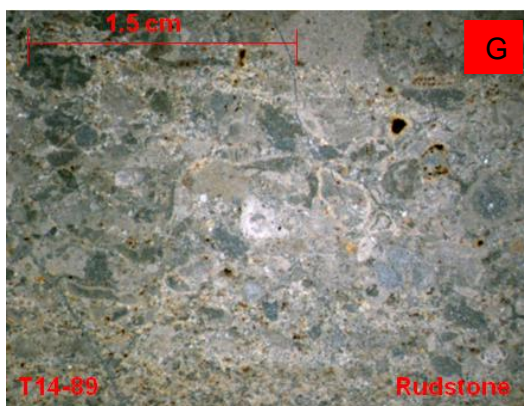
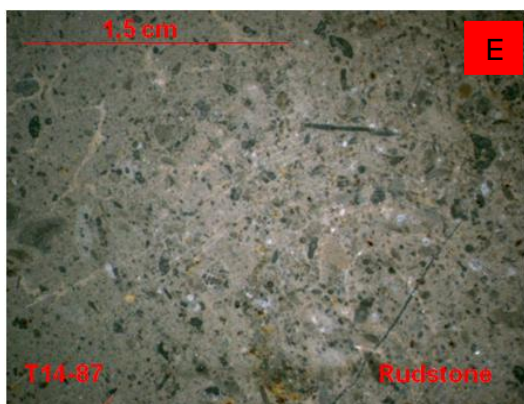
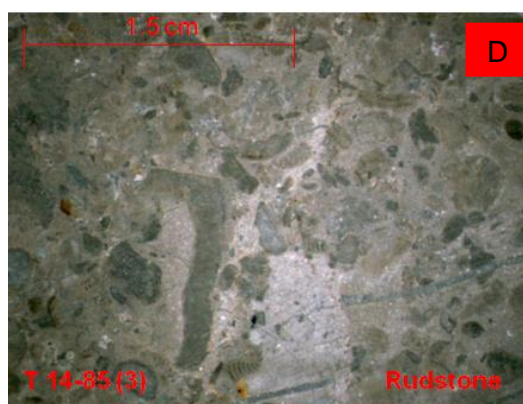
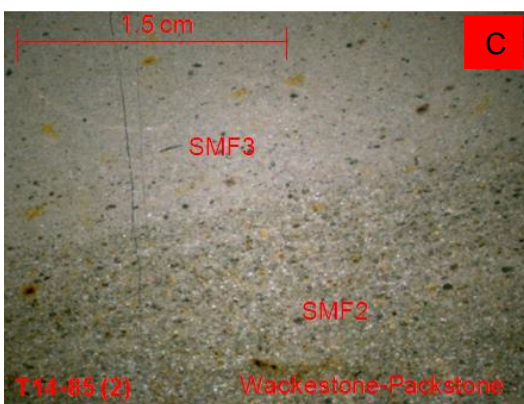
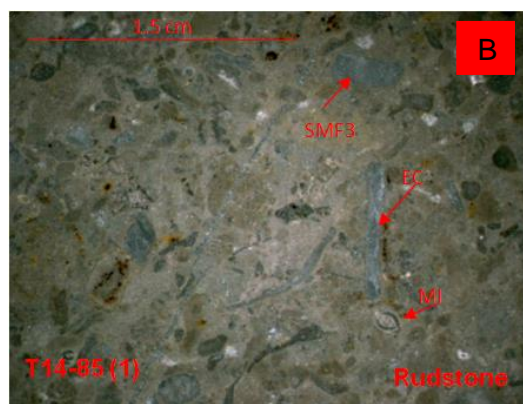
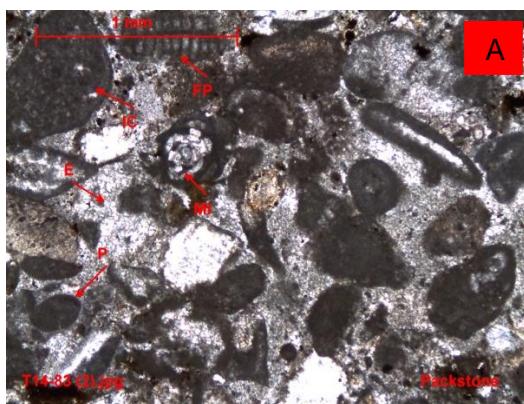


Lámina 20

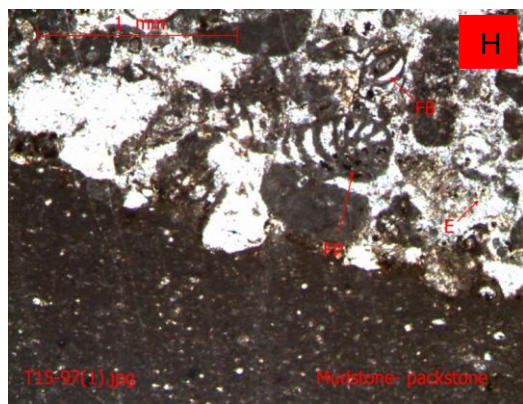
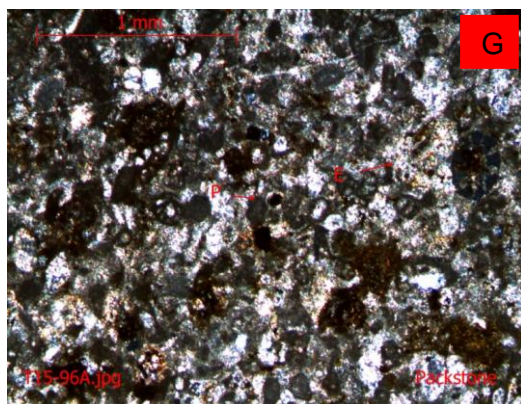
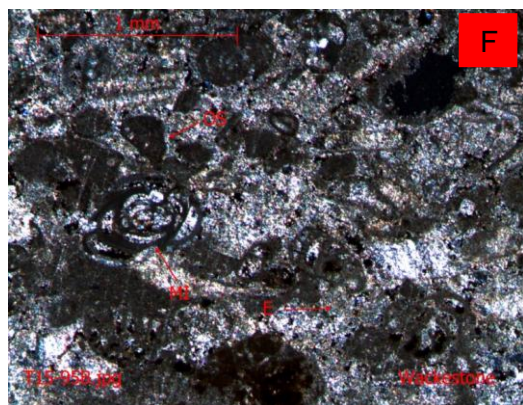
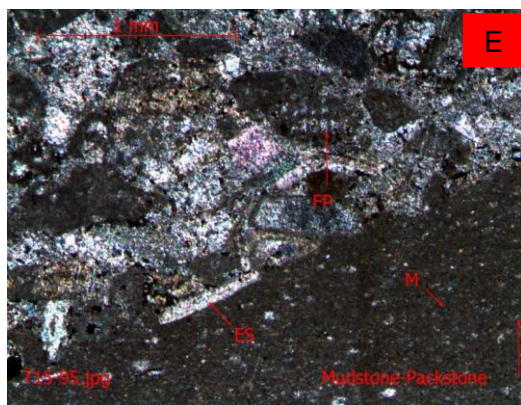
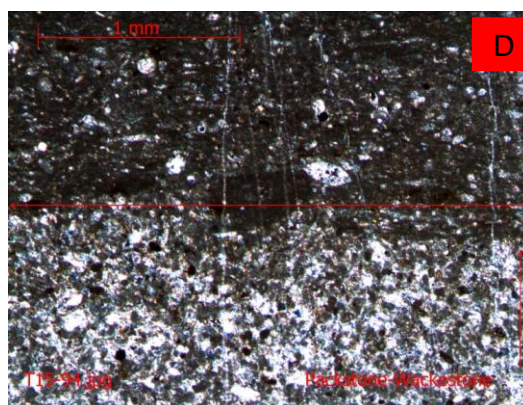
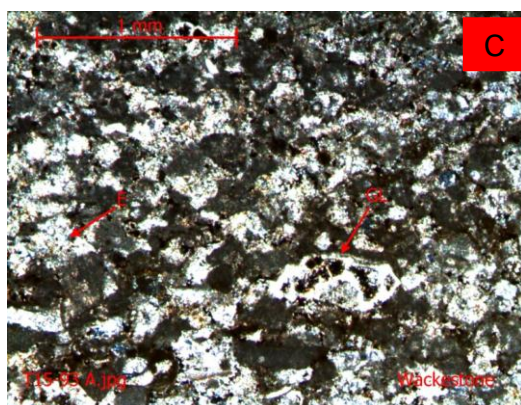
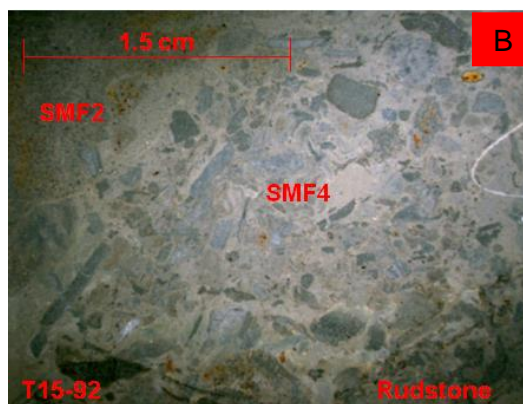
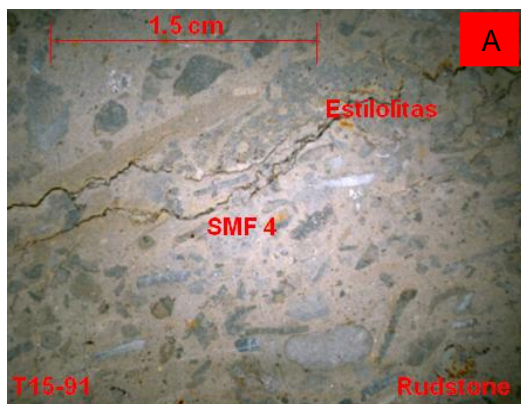


Lámina 21

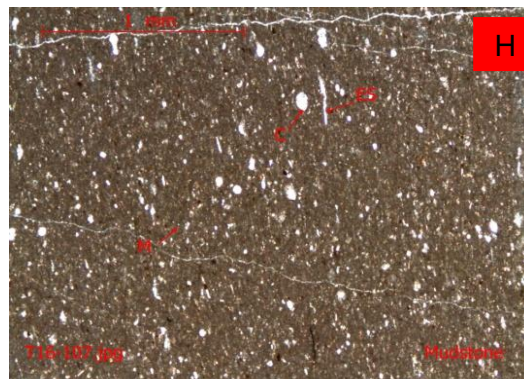
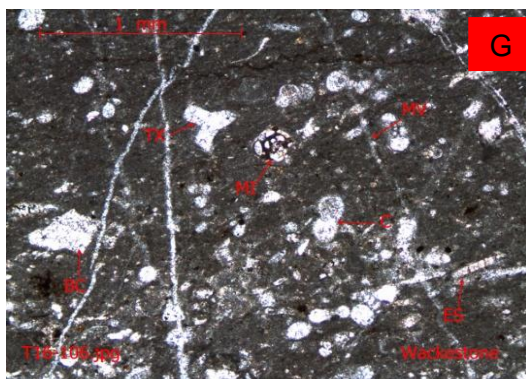
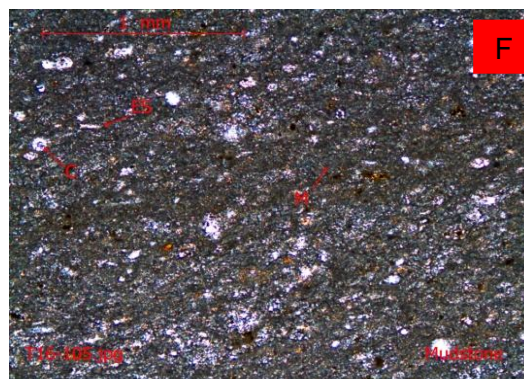
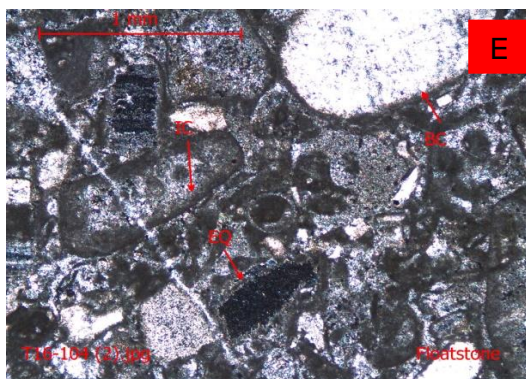
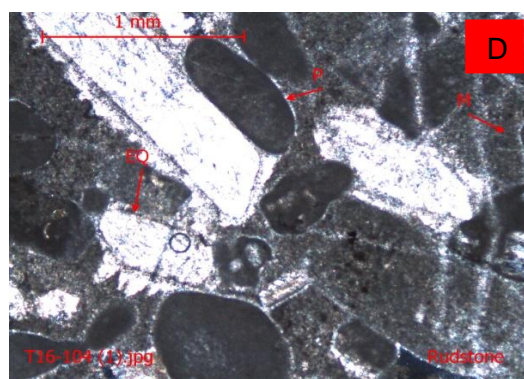
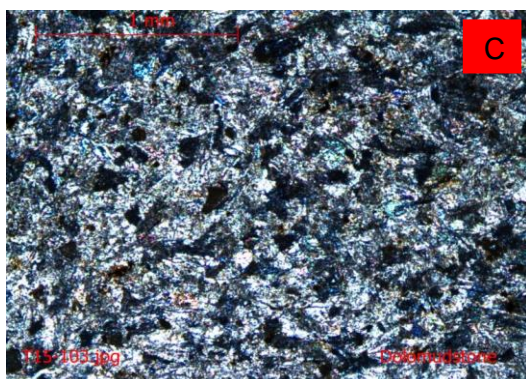
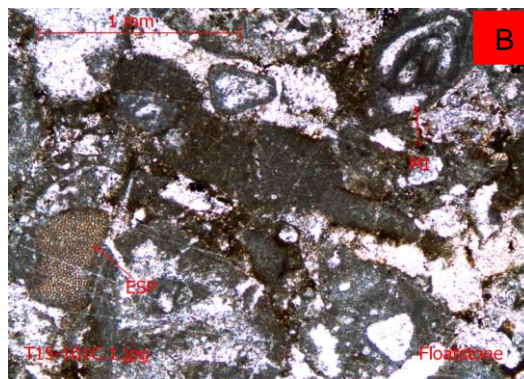
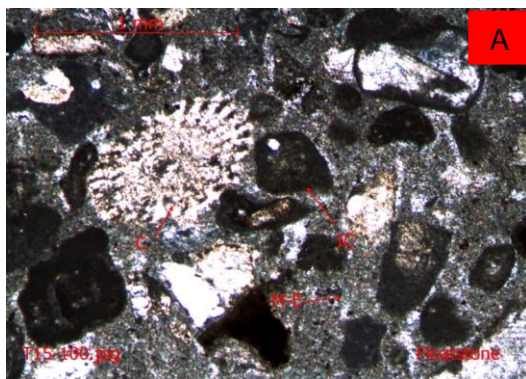
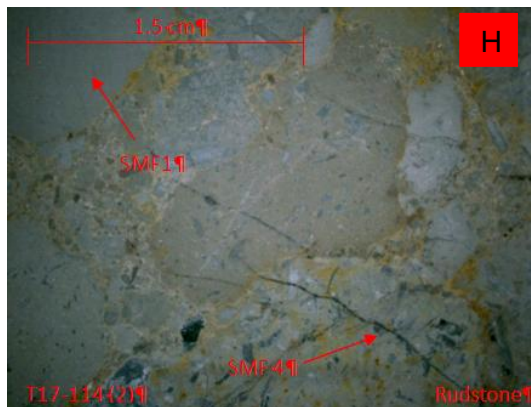
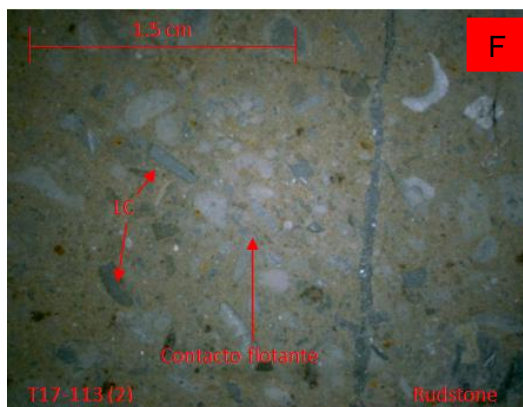
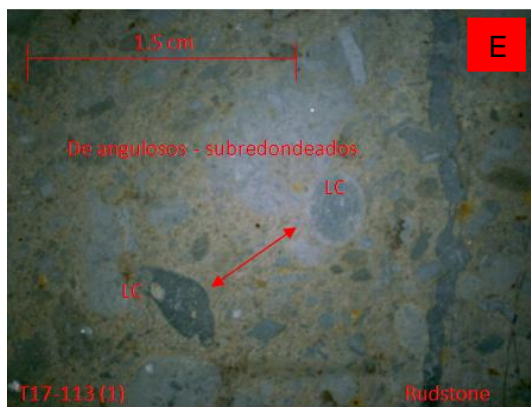
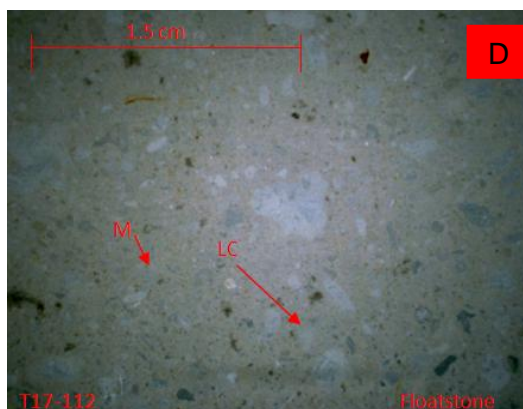
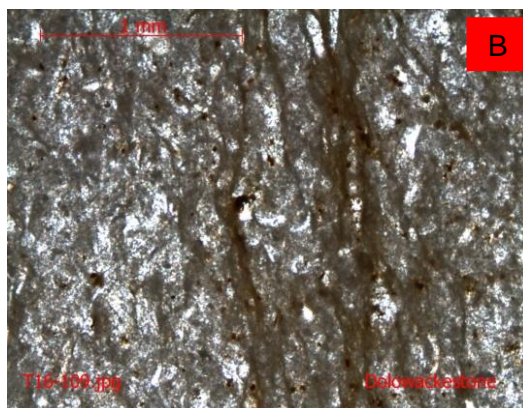
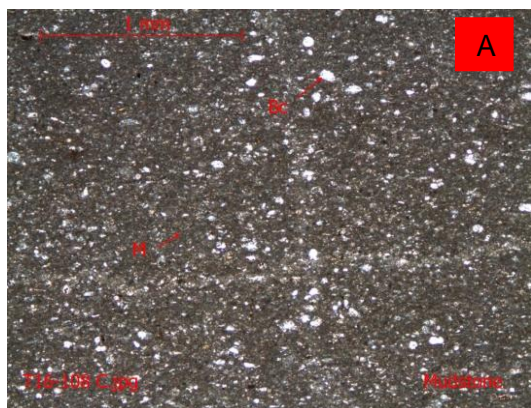


Lámina 22



III. Procedencia y análisis de depósito

3.1. Análisis del depósito de secuencias calcáreas

De acuerdo con la descripción petrográfica de láminas delgadas se reconocen las diferentes texturas que van de *mudstone-wackestone-packstone* (Dunham, 1962), la composición modal de las calizas determinada al microscopio varía de micríticas con biógenos, biomicríticas y pelbiomicríticas (Folk, 1959). Estas clasificaciones se llevaron a cabo de acuerdo al porcentaje de matriz y componentes en la roca para conocer el paso gradual de sedimentos calcáreos a arcillosos tomando en cuenta la composición y la fábrica interna en la que se diferenciaron tres tipos: 1) Biomicríticas laminadas, 2) Biopelmicríticas masivas, 3) Pelbiomicríticas laminadas; en algunas láminas se reconocieron grados de bioturbación de 5-10%. Las calizas y margas presentan alternancias de láminas de color claro y oscuro en general de 1 mm, las láminas de color claro presentan gradaciones normales dadas por la disminución del contenido de bioclastos (espículas de esponja, radiolarios) y cemento esparíticos, las láminas oscuras enriquecidas de barro micrítico, componentes plantónicos y micro *pellets*. En cuanto a la fauna, predominan los foraminíferos plantónicos seguidos de calcíferas y espículas de esponja, foraminíferos bentónicos, fragmentos de equinodermos menores a 2 mm, algo importante que hay que mencionar es que las mayores abundancias de microfósiles se encuentran en las calizas, mientras que en las margas es más abundante el contenido de arcilla y sericita.

Los porcentajes de variaciones de arcillas fueron medidos cualitativamente en el microscopio, mediante observaciones detalladas sobre la lámina delgada, posteriormente mediante la comprobación en muestra de mano, utilizando ácido clorhídrico para conocer la efervescencia de cada una de las muestras, una vez estimados los porcentajes en contenido arcilloso, fueron graficados para un mejor análisis. Existe un porcentaje de 52.3 % para las capas de calizas, seguido de las calizas arcillosas con un 24.20 %. Estas calizas arcillosas se definen dentro del rango de las margas, por el abundante contenido de arcillas las capas margosas con 50-50% (carbonato-arcilla) registran un 2.61 %, dando un total para las

margas de 26.81 %, 15.19 % para las lutitas y en menor proporción las lutitas calcáreas con un 5.7 %, (Figura19).

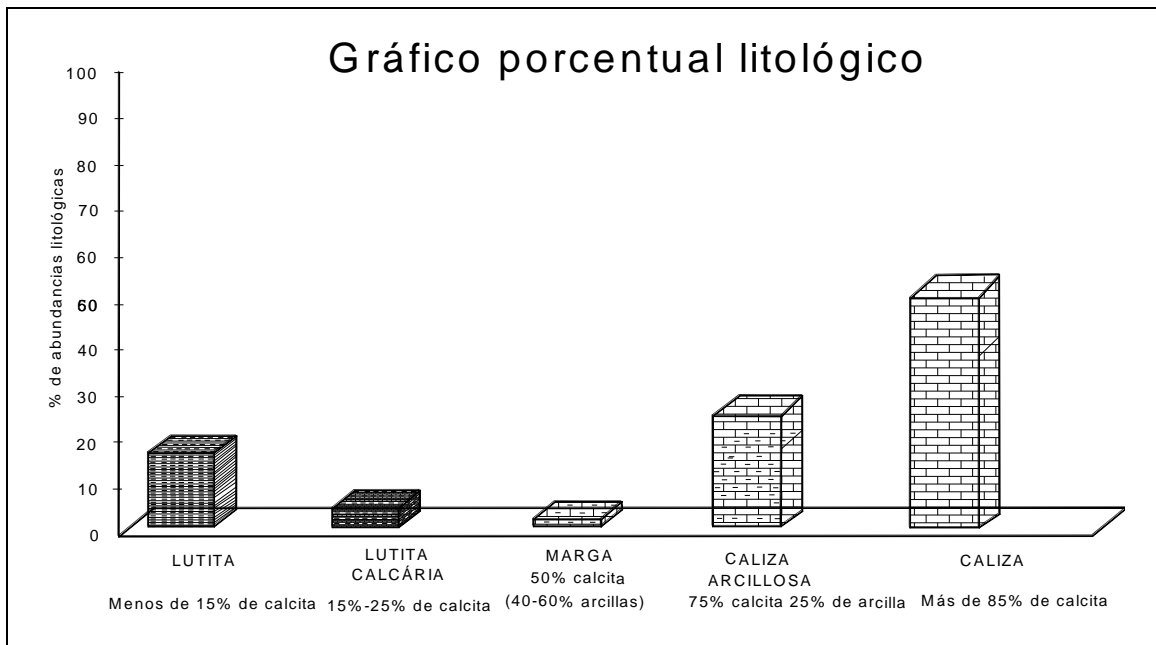


Figura 19. Gráfico de representaciones en abundancias litológicas para la secuencia medida del perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande.

El análisis de zonas de facies de Wilson (1975), permitió identificar las facies dominantes en cada uno de los miembros, tomando en cuenta los estándares de microfacies (SMF) propuestos por Flügel (2004), basados en criterios simples y semicuantitativos determinados a partir de la descripción microfacial en cada una de las muestras que se recolectaron sobre el perfil estratigráfico, se tomó en cuenta la suma total de las zonas de facies o (ZF) y se calculó un porcentaje total, que fue representado en graficas circulares y que permitió determinar de manera más simplificada una interpretación de las facies para cada una de las unidades.

La Unidad Inferior está caracterizada por una alternancia de caliza-marga-lutita con capas intercaladas de brechas calcáreas, dominando texturas *mudstone*, *wackestone* y *packstone*, con microfacies 1 y 2 que presentan en parte secuencias rítmicas, caracterizando un ambiente de baja energía, dominando los ZF 1, facies de cuenca las cuales se encuentran ocupando el porcentaje más alto en la representación gráfica ocupando un 40% seguido de ZF 3 pie de talud con valor

de 31% asociados a márgenes de plataforma profunda generados a partir de suspensión de material terrígeno y organismos planctónicos, e interrumpido episódicamente por depósitos de suspensión y flujos tempestílicos distales que aportaron limo y lodo micrítico. La fauna está caracterizada principalmente por abundantes radiolarios, foraminíferos planctónicos, calcisferas, espículas de esponja y una baja asociación en las ZF 4 (zona de talud) ocupando un 17% y 12% en ZF 2 (zona de facies de plataforma de mar abierto) (Figura 20).

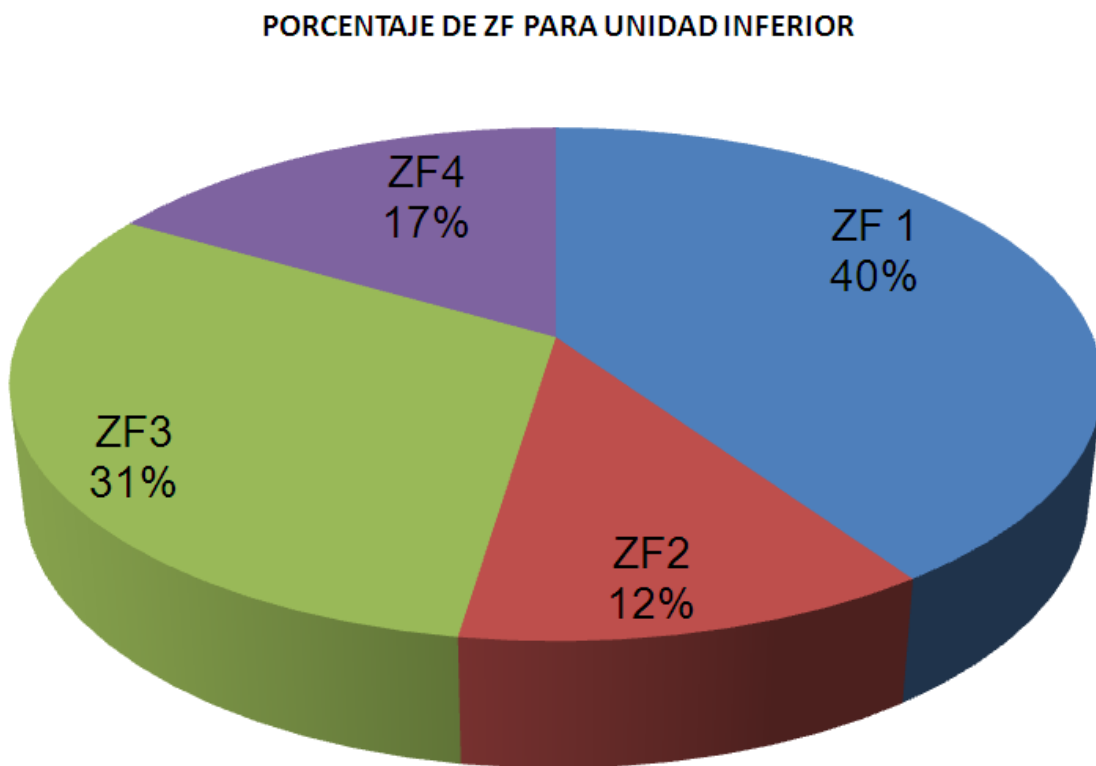


Figura 20. Gráfico representativo del dominio de las zonas de facies (ZF1).

La Unidad Media presenta dominio de un 70% en las ZF4 seguido del dominio en ZF 3 en un 20% y bajo porcentaje en depósitos de ZF1 10% lo que permite interpretar que el dominio de las facies, corresponden a asociaciones con texturas *floatstones* y *rudstones* de facies de talud, minoría en facies *wackestones*, *packstone* característicos de un ambiente de energía moderada-alta con procesos

de suspensión frecuentemente interrumpidos por eventos de tormenta, que se habrían desarrollado por encima del nivel de base de olas de tormenta, pero dentro de una franja transicional del margen de plataforma y talud. Sin embargo, la discriminación entre ambos subambientes se debe al incremento de procesos erosivos y depósitos de brechas calcáreas depositadas por flujos de escombros (*debris-flows*). La fauna autóctona está compuesta por bioclástones mayores a los 2 mm, fragmentos de rudistas, algas rojas, fusulinidos, fragmentos de corales, bivalvos típicos de ambientes de aguas cálidas y de alta energía, asociada con intraclastos con microfósiles plantónicos y bentónicos, flotando en una matriz micrítica que contiene material arcilloso (Figura 21).

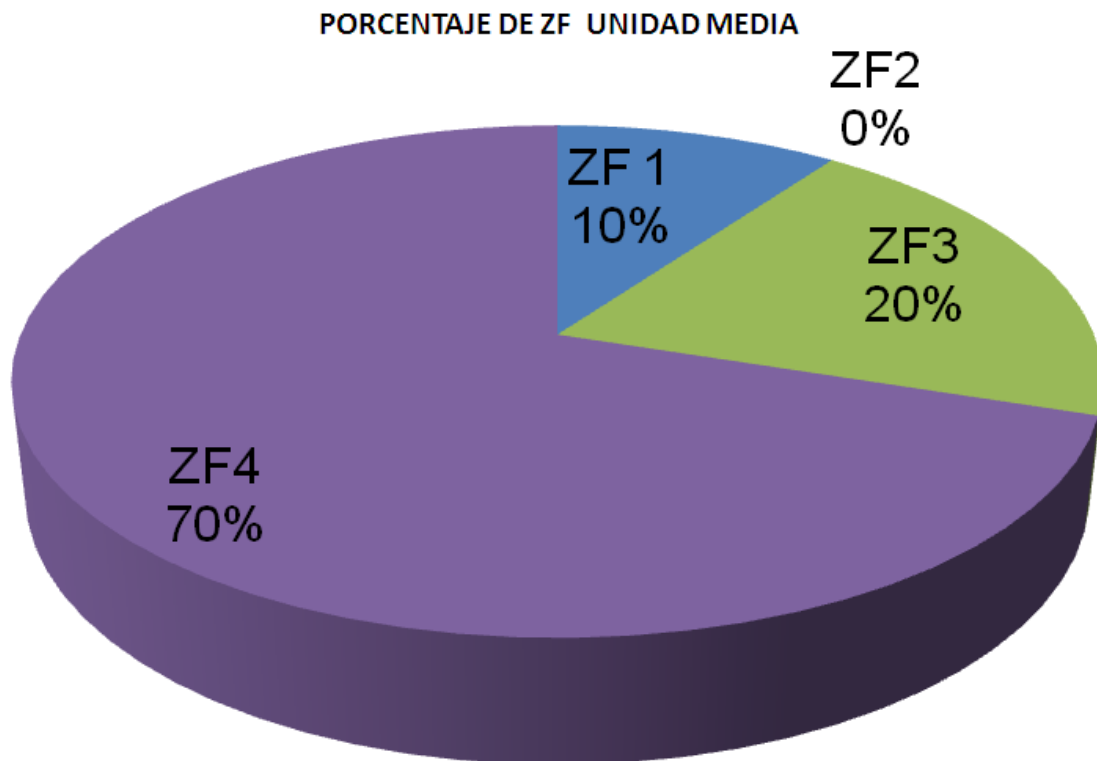


Figura 21. Gráfico representativo en dominio de zonas de facies (ZF4).

La Unidad Superior presenta dominio significativo en las ZF1 representado por el 37% del total de las facies y está caracterizado por ambientes de baja energía, asociados a procesos de suspensión que conllevan material terrígeno asociado

con organismos platónicos, interrumpidos por eventos tempestíticos distales y proximales asociado con alto porcentaje de 37% en ZF4 con extensa diversidad de fauna autóctona caracterizada por bioclastos mayores a los 2 mm, fragmentos de rudistas, braquiópodos, algas rojas, equinodermos, característicos de ambientes más someros y que componen el paquete de micro brechas y brechas calcáreas. Bajo porcentaje en ZF 3 con un 19% y el menor porcentaje lo ocupan las ZF 2 con un 7%. Las asociaciones en las dos primeras zonas de facies están relacionadas con la presencias de texturas *packstone* de bioclastos y *floatstones* de bioclástos masivos de zonas de talud, interrumpiendo el patrón de sedimentación que poseían las facies de cuenca en este paquete se revela un incremento en los procesos de transporte de zonas de talud, depositados en zonas de cuenca, esta situación puede deberse a causas climáticas, tectónica que permiten la progradación de sedimentos y estratificación gruesa hacia la cima, debido probablemente a variaciones en la pendiente ver (Figura 22).

PORCENTAJE DE ZF PARA LA UNIDAD SUPERIOR

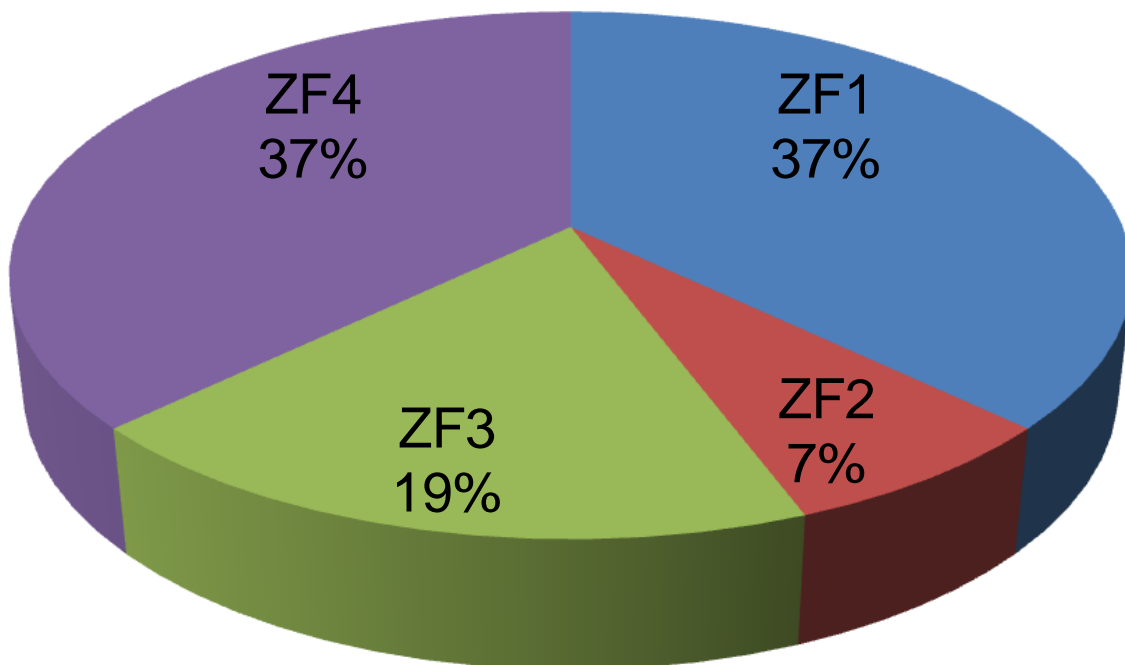


Figura 22 Gráfico representativo en el dominio de dos zonas de facies (ZF4 y ZF1).

3.2 Depósito de secuencias turbidíticas en la Unidad Superior, del perfil Arroyo Grande

Aunado a las secuencias calcáreo-margosas se encuentran secuencias turbidíticas que se estudiaron para complementar el análisis sedimentológico y deposicional del área de estudio, para esto se realizó la petrografía a 6 las láminas delgadas, T11-60(1), T11-60 (2), T11-61, T11-62 (1), T11-62 (2), T11-62 (3) de las cuales se interpreta que este tipo de turbiditas calcáreas, se depositaron en las partes no tan distales ni cerca de la fuente, pero a distancias considerables, pues constan de turbiditas delgadas y de grano fino, lo que indica que no se pudieron depositar cerca de la fuente.

Los depósitos de turbiditas comúnmente se han considerado como estratos gradados conformados por intercalaciones de areniscas y lutitas depositadas por corrientes de turbidez, los cuales generalmente se encuentran subyaciendo lodolitas hemipelágicas que contienen fósiles de aguas profundas. Algunas turbiditas presentan secuencias *Bouma*, las cuales se documentaron ampliamente en el afloramiento. En la descripción de láminas delgadas correspondientes, se describen las características de estas secuencias en base a sus horizontes estructurales. Dichos horizontes estructurales, registran el decaimiento de la fuerza o intensidad del flujo de una corriente de turbiditas con respecto al tiempo y al desarrollo progresivo de distintos tipos de estructuras sedimentarias así como también de estratificaciones, los cuales a su vez se ajustan a los diferentes tipos de flujos (altos y bajos) conforme la velocidad de la corriente va disminuyendo. Los horizontes estructurales de la secuencia *Bouma* presentes en las muestras, analizadas para el presente estudio son:

- A) Tb: Arenas con laminación planar (Inferior).
- B) Tc: Arenas con laminación ondulada a convoluta/presencia de rizaduras.
- D) Td: Lodos o limos con laminación planar (Superior).

Los depósitos delgados de turbiditas de grano fino, pueden mostrar horizontes C, D y E bien desarrollados mientras que los horizontes A y B son poco desarrollados o están ausentes en este caso el horizonte A no se muestra (Figura 23 y 24).

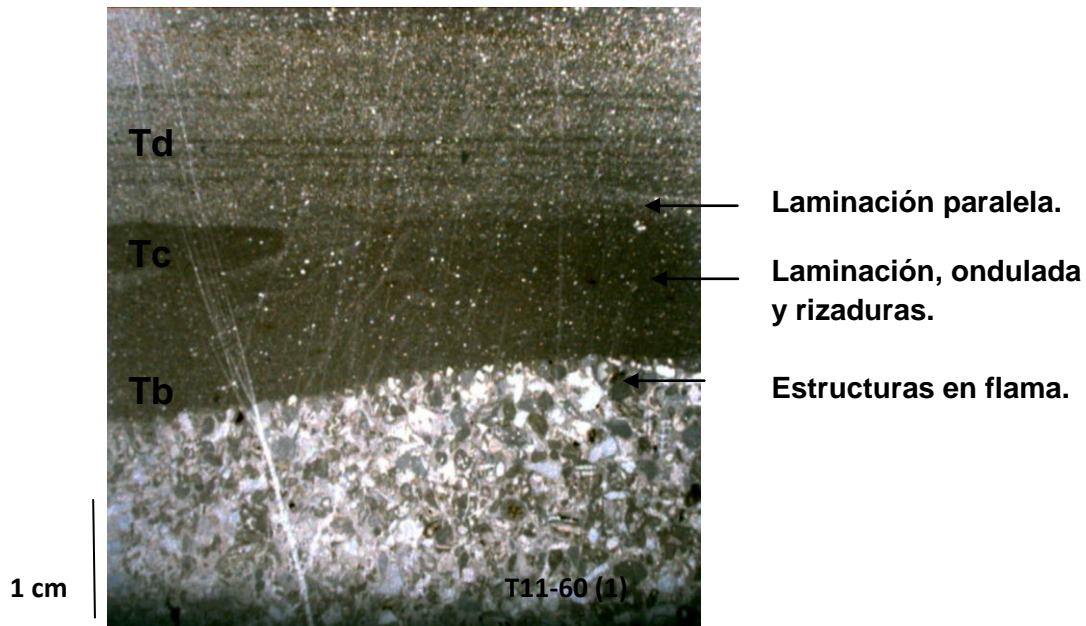


Figura 23. Se observan de abajo hacia arriba los horizontes de la secuencia *Bouma*, compuestas por tres horizontes, el horizonte Tb representa una micrita de grano fino con laminación paralela, clasificación grano creciente hacia arriba; horizonte Tc, micrita ligeramente laminada y con estratificación cruzada; horizonte Td, micrita caracterizada por capas planares. El espesor de la capa es de aproximadamente un 1cm.

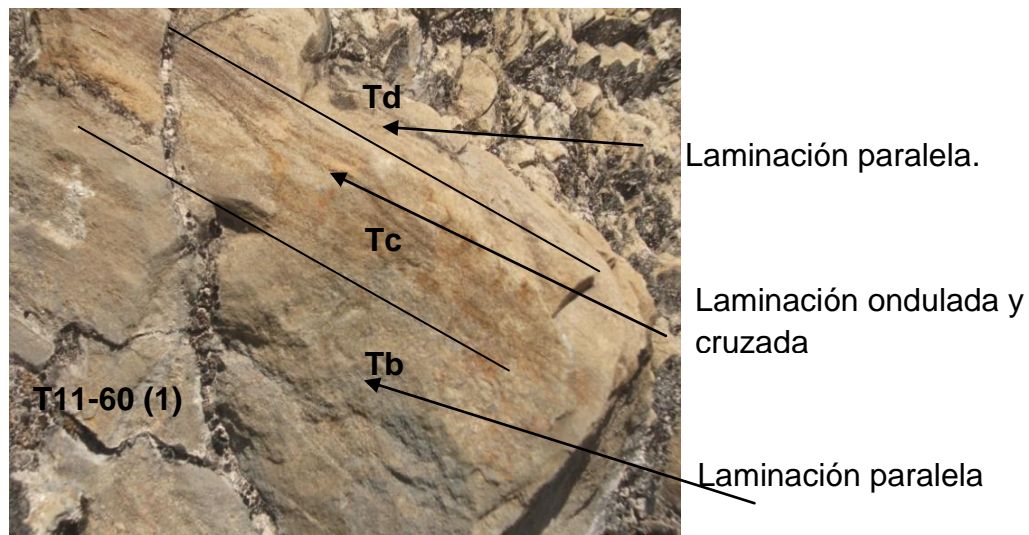


Figura 24. Describe los horizontes de la secuencia *Bouma*, sobre el afloramiento, se describen tres de los horizontes fundamentales, Td laminación paralela, Tc laminación ondulada y cruzada.

La lámina T11-62 presenta la facies Tb, con láminas paralelas producto de un régimen de alto flujo; facies Tc, tamaño de grano medio con laminación cruzada y laminación convoluta, producto de un flujo de bajo régimen; facies Td, presenta depósitos laminados de limos (Figura 25).

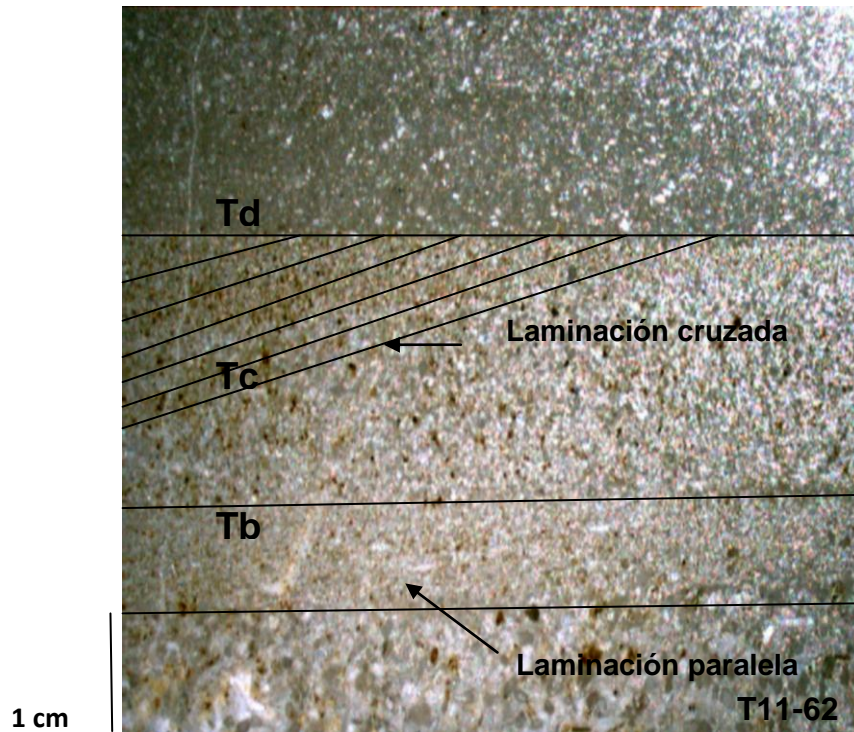


Figura 25. Fotografía en la que se presentan las diferentes microfacies y horizontes de secuencia *Bouma*.

3.3 Microfacies de turbiditas calcáreas y área fuente

Las turbiditas calcáreas muestran texturas *wackestone*, *packstone* con peloides, algo bioturbadas. La bioturbación produjo removilización y mezcla del sedimento peloidal y micrítico. Las capas suelen tener espículas de esponjas, calcisferas, foraminíferos plantónicos globotruncanidos, característicos de aguas profundas. El horizonte final se compone de una matriz micrítica de color café con biota compuesta de espículas de esponja, calcisferas menores a 2 mm y laminación paralela. La ubicación de las turbiditas está caracterizada por el tipo de

secuencias. Por regla general, la secuencia completa de *Bouma* indica el origen de turbiditas proximales a la fuente, en cambio la secuencia de Bouma incompleta caracteriza a las turbiditas distales (Walker 1965).

De acuerdo con estos criterios las turbiditas calcáreas del área de estudio se infiere que se depositaron a distancias intermedias a la fuente, de acuerdo con las características de cada una de las fuentes y que se trata de fuentes que van desde plataforma marina somera con arrecife a zona de talud periplataforma. También se infiere que el material se depositó como desechos de flujos de escombros y en algunas partes de sedimentos de grano fino, con fauna pelágica característica de las calciturbiditas depositadas en cuencas profundas (Figura 26) representado con el recuadro en rojo.

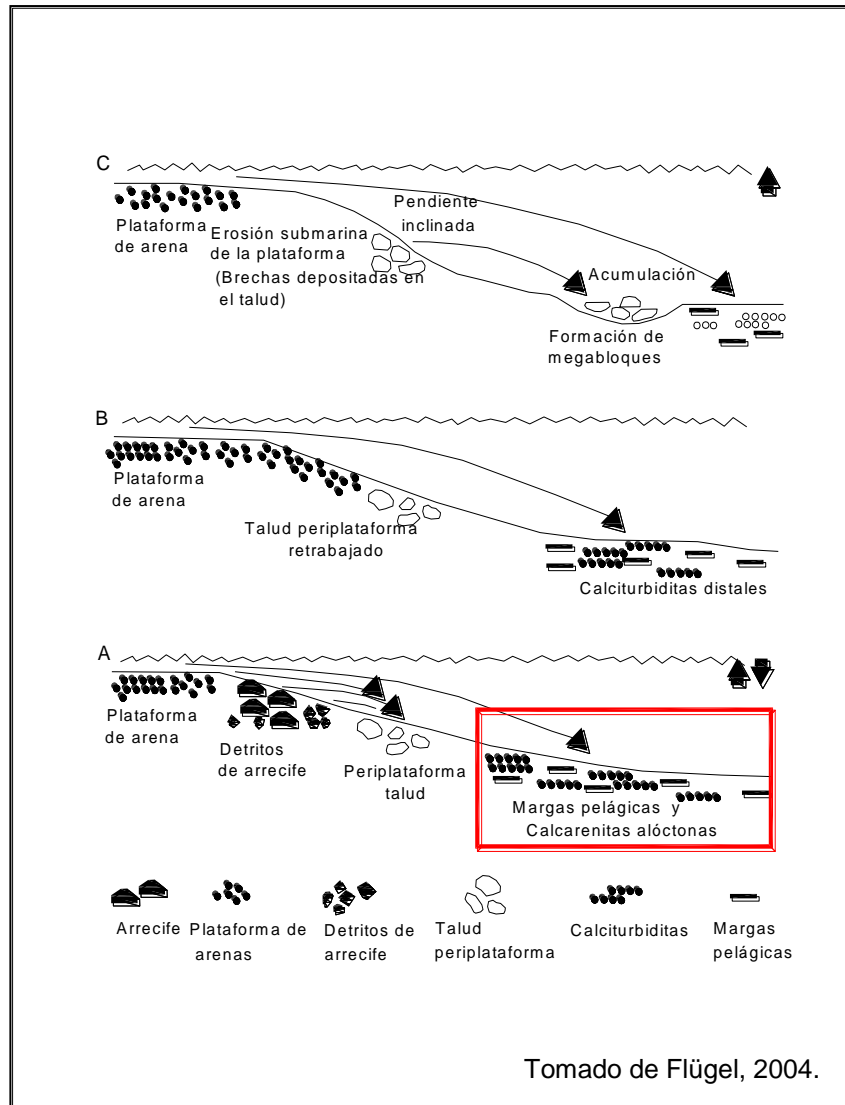


Figura 26. Esquema de representación de la formación de turbiditas calcáreas en relación con la fuente tomado de Flügel (2004). **A:** Plataforma marina somera zona de talud y periplataforma, material derivado del talud y depositado por flujo de escombros en la cuenca, característico de calciturbiditas de grano fino y fauna pelágica. **B:** La desaparición de las zonas de arrecife probablemente causada por la fluctuación del nivel del mar, asociado con la entrada de arenas de la plataforma hacia la cuenca. **C:** Pendiente empinada y la redeposición de brechas asociadas con sedimentos margosos.

3.4 Procedencia de las areniscas presentes en el perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande

El estudio de las areniscas presentes en el perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande permitió conocer el régimen sedimentario-litológico conocer sus áreas de procedencia y establecer reconstrucciones paleogeográficas, y determinar si en algún momento existía una zona de arco volcánico, del cual pudiera ya no existir evidencia alguna, o se trataba de un margen pasivo, estas areniscas se encuentran asociadas con paquetes de calizas y margas, correspondientes al Miembro Superior de la Formación Tamabra y conformadas por la Unidad Superior (calcáreo-margosa) del perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande, el muestreo para este análisis consistió de una recolección de 10 muestras de mano de las cuales se realizó su correspondiente lámina delgada en la (Figura 27) se muestran dos de las fotomicrografías el resto de las fotomicrografías se describen en el (Apéndice 6).

Se ha observado la existencia de una estrecha relación entre la composición de las areniscas y el ambiente tectónico de las grandes cuencas sedimentarias. De manera general, las areniscas que se derivan de zonas continentales y se depositan en los márgenes pasivos, zonas de *rift* continental y cuencas cratónicas, se encuentran compuestas en su mayoría por cuarzo y feldespatos; por otro lado, las areniscas que han sido depositadas en las cuencas asociadas a los cinturones de deformación, poseen una gran cantidad de cuarzo y fragmentos líticos de variada composición. Finalmente, las areniscas derivadas de cuencas asociadas a arcos volcánicos, presentan una gran abundancia de feldespatos y fragmentos líticos (volcánicos y plutónicos) mientras que los minerales de cuarzo se encuentran en menor cantidad (Dickinson, 1986), (Figura 28).

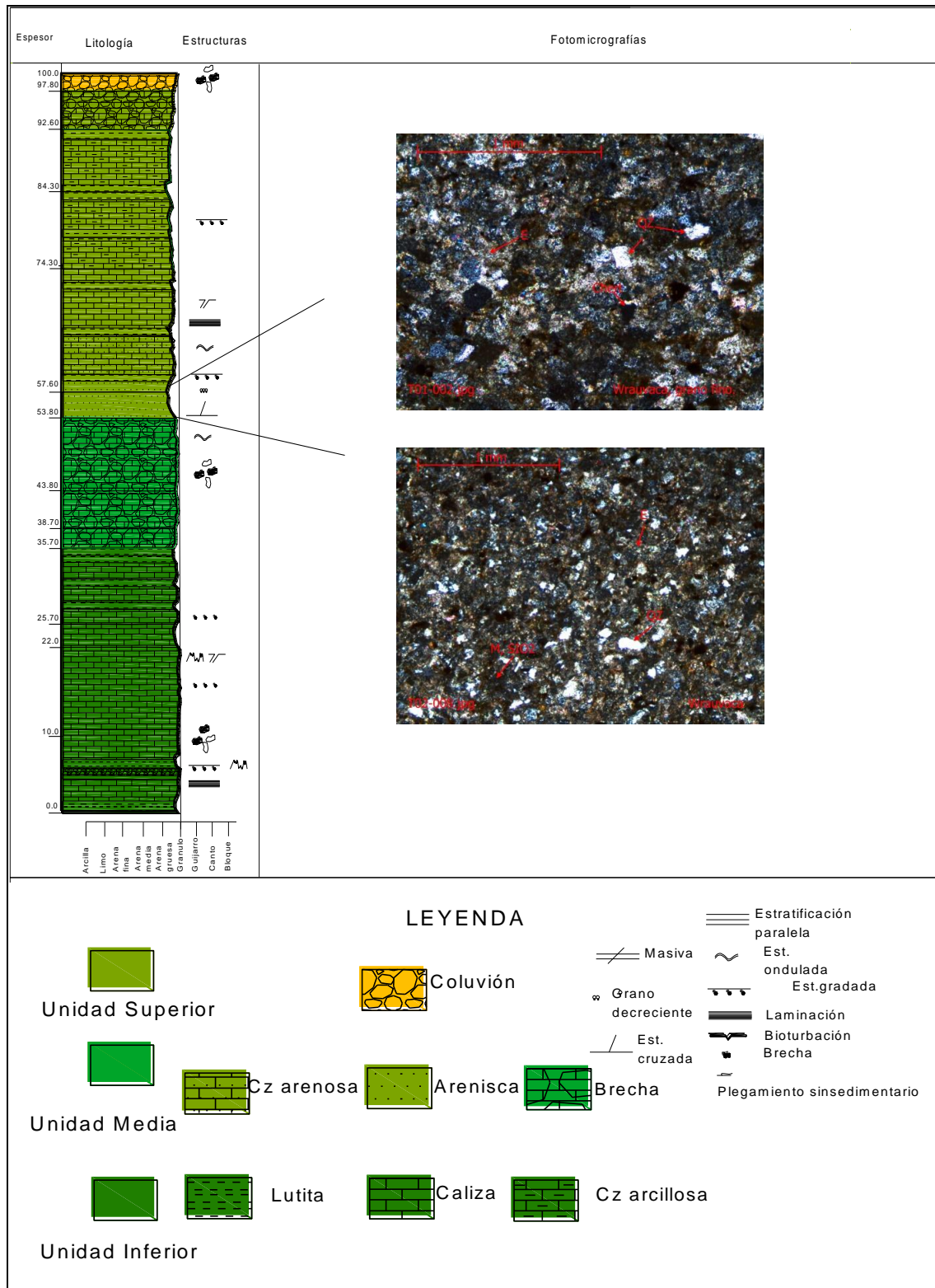


Figura 27. Ubicación de muestreo de areniscas sobre el perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande.

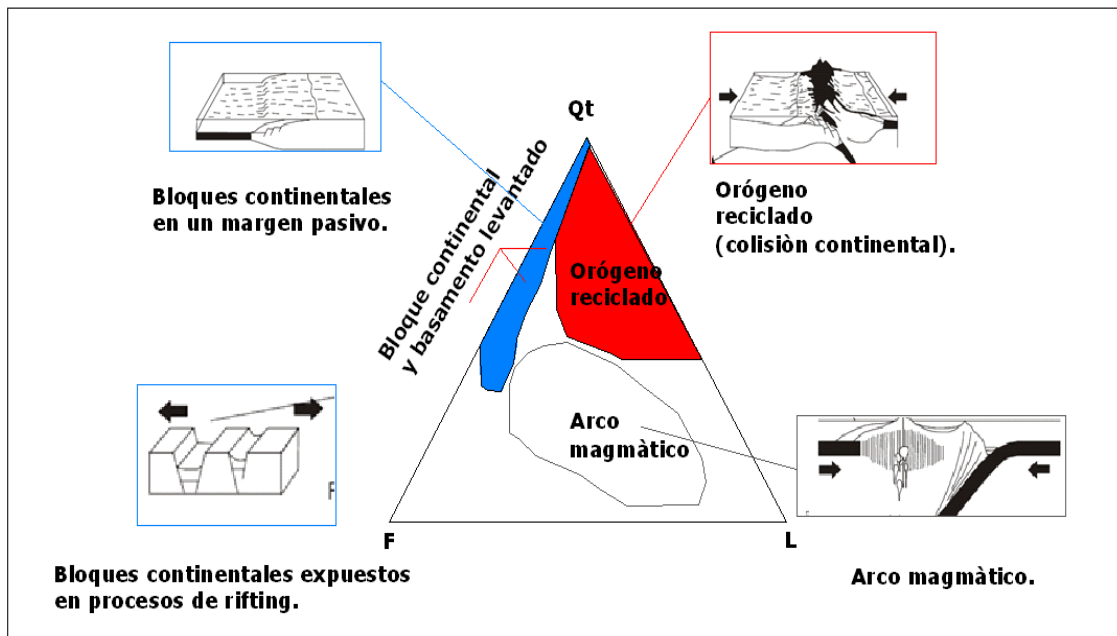


Figura 28. Contenido modal de las areniscas procedentes de diferentes ambientes tectónicos a partir de los diagramas QFL de Dickinson (1986). Q= cuarzo total; F= feldespatos monocrystalinos totales; L= fragmentos líticos totales inestables (L= Lv+Ls), donde Lv= fragmentos líticos volcanogénicos y Ls= fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios excepto pedernal y metapedernal. Las flechas discontinuas indican un incremento en la madurez. (Fichter y Poché, 1993, Tomado de Sánchez- Zavala y Centeno-García, 2006).

3.5 Interpretación de procedencia según diagramas ternarios

Para el estudio de procedencia de las areniscas presentes en la sección Arroyo Grande se realizó un análisis petrográfico, para cada una de las muestras en las que se describen generalmente areniscas calcáreas, siendo las más comunes de grano fino, seguido de otras con un tamaño de grano medio, que presentan laminación paralela y estratificación cruzada, buena clasificación textural, abundante cementante formado por calcita, matriz de sericita y presencia de matriz silícica, el carbonato se encuentra rellenando los huecos intergranulares y remplazando algunos de los constituyente presentes en la roca, la mayor parte de la matriz es detrítica y fue sedimentada junto a los granos del entramado en el

momento de la depositación originada por infiltración postdeposicional de arcilla en los espacios intersticiales, particularmente de depósitos fluviales, ó como relleno autigénico debido a la alteración diagenética de los fragmentos inestables de rocas, feldespatos y minerales ferromagnesianos. La petrografía general y las fotomicrofotografías de las láminas se describen en el (Apéndice 5 y 6).

Los minerales principales existentes en la roca incluyen después de la abundancia del cementante calcítico y matriz, a los cuarzos monocristalinos y líticos sedimentarios (Líticos micritizados de forma angulosa a subredondeada), algunos cuarzos policristalinos, escasos feldespatos, plagioclasas y abundantes óxidos de hierro.

De acuerdo con los criterios antes mencionados el análisis composicional de las areniscas, está basado primeramente en la petrografía que se realizó a 20 muestras en lámina delgada, de las cuales se fueron discriminando hasta quedar 10 láminas que contienen más del 15 % de matriz y cemento calcáreo, que están condicionados por la diagenesis, el porcentaje de matriz fue utilizado para determinar la clasificación en base al diagrama de Pettijohn (1975, Figura 29). El porcentaje de matriz en las grauwacas y lutitas es difícil de justificar, por ello fue difícil realizar el análisis de procedencia, únicamente se tomó en cuenta la fracción clástica en el análisis de 10 láminas delgadas para ser graficadas posteriormente en los diagramas de Dickinson (1985).

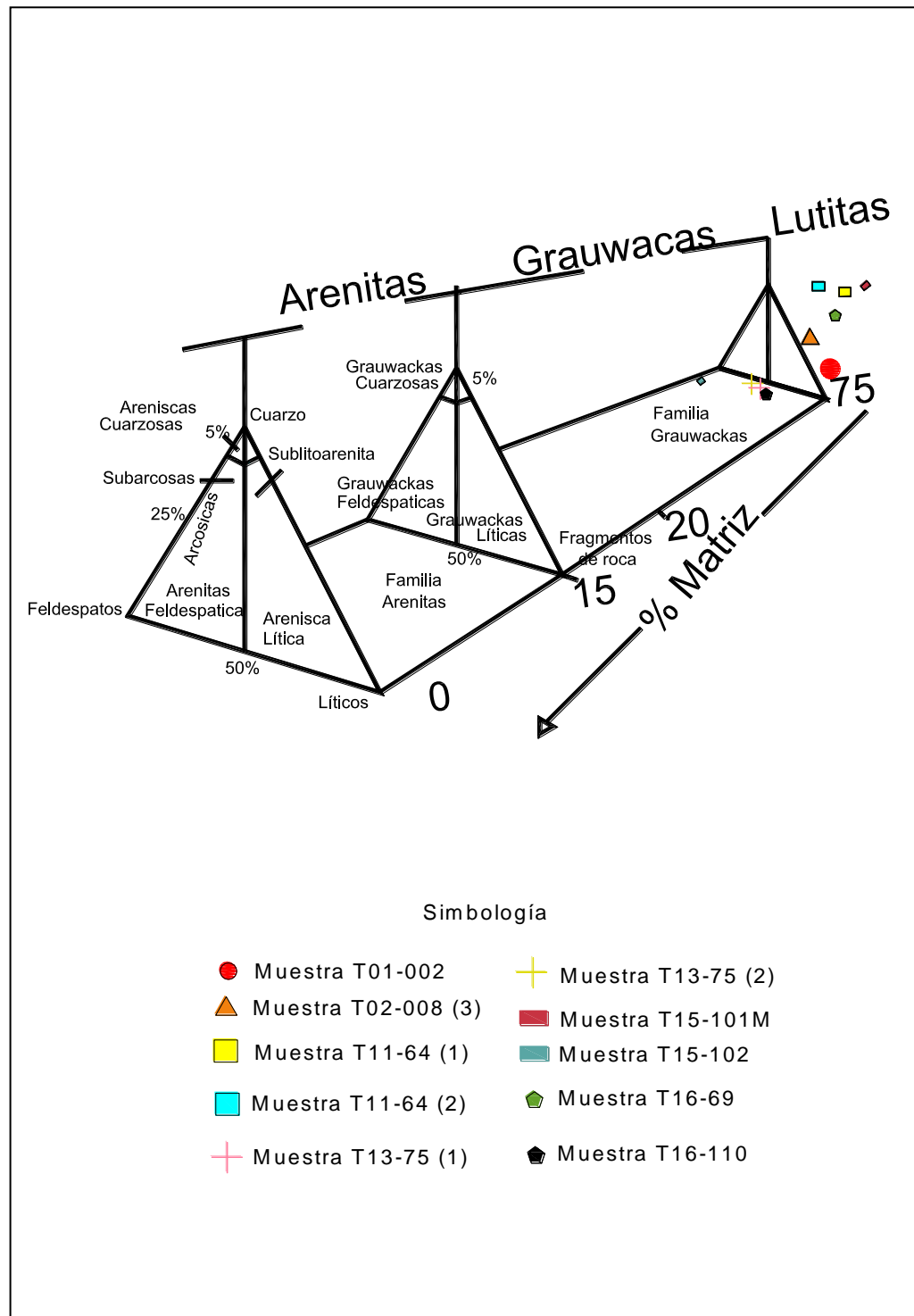


Figura 29. Diagrama de clasificación de areniscas según Pettijohn (1975).

Los resultados estadísticos del conteo de puntos para las areniscas de la Formación Tamabra se encuentran representados en la siguiente tabla (Tabla 1).

Lámina	Qm	Qp	Fk	Ls	Lv	Lm	Acc	Cca	M.mi	M. S	M. Ser	Ox
T01-002	3	0	0	14	0	0	0	174	0	0	290	19
T02-008 (3)	21	0	0	29	0	0	0	254	0	0	179	17
T11-64(1)	11	4	0	4	0	0	0	282	73	0	0	0
T11-64(2)	2	5	0	1	0	0	0	254	67	122	0	4
T13-75(1)	9	8	0	21	0	0	0	153	174	167	0	4
T13-75(2)	9	4	0	8	0	0	0	368	47	120	0	15
T15-101 MED	9	0	0	4	0	0	0	335	89	55	0	9
T15-102	17	1	0	11	0	0	9	331	123	54	0	9
T16-69	6	1	1	9	0	0	23	298	154	8	0	0
T16-110 (1)	8	2	0	20	0	0	0	117	92	8	0	0
Folk et al. (1970)												
Lámina	Qt	F	L	Total	% Qt	%F	%L	Dickinson et al. (1983)				
T01-002	3	0	14	17	17.64	0	82.35	T01-002	17.64	0	82.35	
T02-008 (3)	21	2	29	52	40.38	6.89	55.76	T02-008 (3)	40.38	6.89	55.76	
T11-64(1)	15	0	4	19	78.94	0	21.05	T11-64(1)	57.89	0	21.05	
T11-64(2)	7	0	1	8	87.5	0	12.5	T11-64(2)	25.0	0	12.5	
T13-75(1)	17	0	21	38	44.73	0	55.26	T13-75(1)	23.68	0	55.26	
T13-75(2)	13	0	8	21	61.9	0	38.09	T13-75(2)	42.85	0	38.09	
T15-101 MEDIO	9	0	4	13	69.23	0	30.76	T15-101 MED	69.23	0	30.76	
T15-102	18	0	11	29	62.06	0	37.93	T15-102	58.62	0	37.93	
T16-69	7	1	9	17	41.17	11.11	52.94	T16-69	35.29	11.11	52.94	
T16-110	10	0	20	30	33.33	0	66.66	T16-110 (1)	26.66	0	66.66	
Media	12	0.3	12.1		53.69	1.8	45.33	Media	39.724	1.8	45.33	
Desviación	5.735	0.67	8.9		31.04	3.9229	21.29	Desviación	17.3849	3.923	21.285	

Tabla 1. Tabla de resultados obtenidos del método por conteo de puntos. Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Fk: feldespatos potásicos, Ls: líticas sedimentarias, Lv: líticas volcánicas, Lm: líticas metamórficas, Acc: accesorios, Cca: cemento calcáreo, Mmi: matriz micrítica, Ms: matriz silícica, Mser: matriz sericitica, Ox: óxidos.

El análisis de resultados y la representación esquemática, en los diagramas ternarios de Fuchtbauer indican que las láminas T15-101M, T15-102, T13-75 (2) caen sobre el campo de entre 25-50 % de cuarzos totales y líticos totales sin presencia significativa de feldespatos, con alto enriquecimiento de líticos en las láminas T01-002, T02-008(3), T13-75, T16-69, T16-110, que se encuentran dentro del campo de areniscas ricas en líticos en donde la matriz está compuesta generalmente por minerales arcillosos, con un grado de clasificación de bueno a moderado y una madurez textural inmadura (Figura 30) y graficadas en los campos de sub-litarenitas, subarcosa lítica y litarenita (Figura 31) de acuerdo con el diagrama de Mc. Bride,(1963) lo cual sugiere que este tipo de areniscas se depositan en zonas de abanicos submarinos con alto contenido de granos de caliza, lo que indica un alto relieve y una zona de erosión rápida, las litarenitas son características de depósitos sinorogénicos y postorogénicos, como productos de la erosión de cadenas orogénicas.

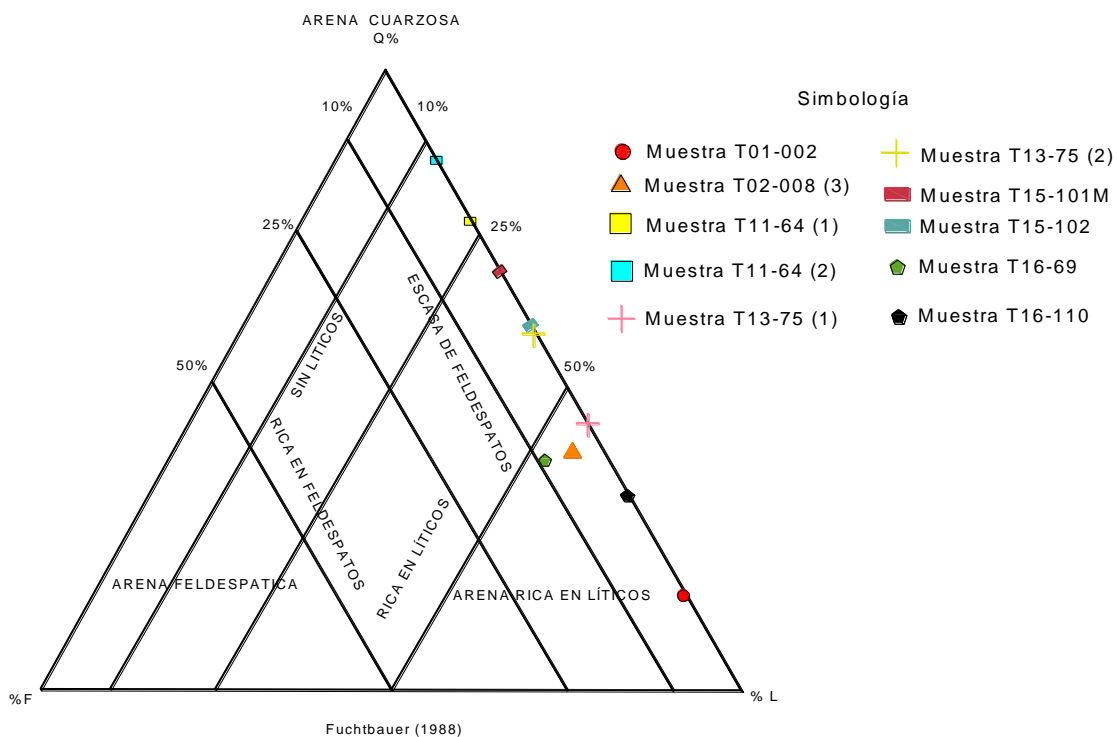


Figura 30. Diagramas ternarios de clasificación de areniscas según Fuchtbauer (1988)

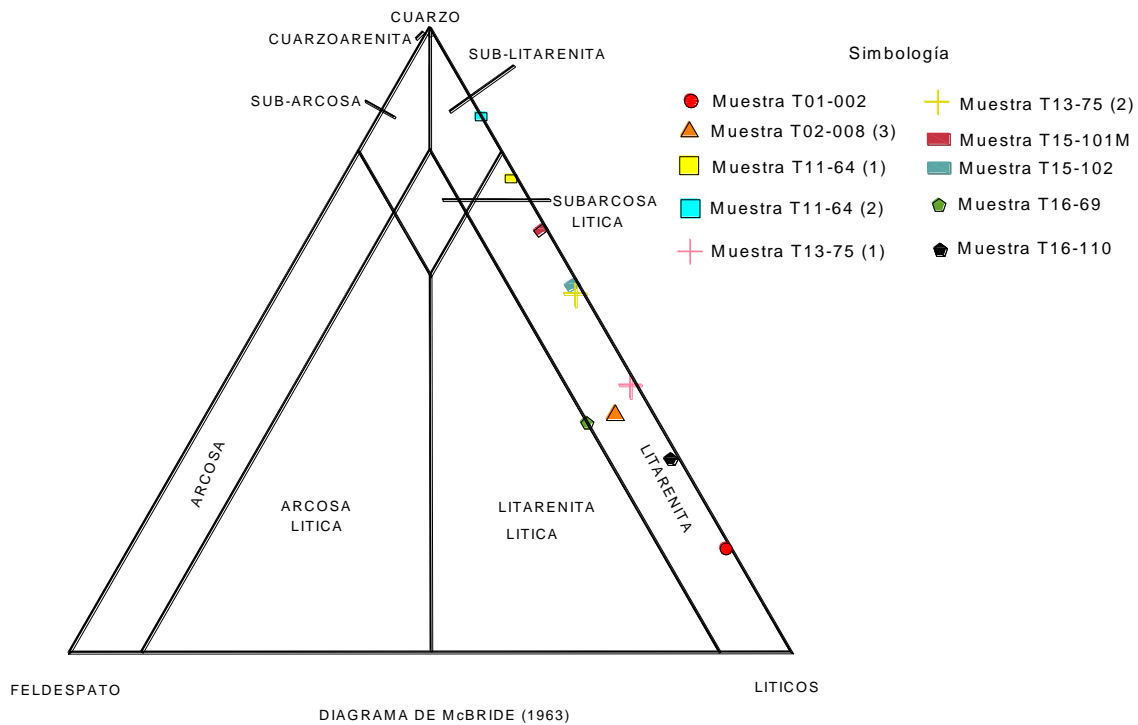


Figura 31. Diagramas ternarios de clasificación de areniscas según McBride (1963).

Los resultados de acuerdo a las relaciones de (Qt-F-Lt) permiten conocer el marco tectónico de áreas de procedencia propuestos por Dickinson and Suczeck, (1979) y Dickinson et al., (1983), resultados que caen en el campo de procedencia de un orógeno reciclado lo cual indica que las láminas T02-008(3), T11-54 (1), T11-64(2), T13-75(1), T13-75 (2), T15-101 M, T15-102, T16-69, T116-110 son areniscas cuarzolíticas ricas en cuarzo y líticas con bajas concentraciones de feldespato, con excepción de la lámina T01-002 que cae en el campo de arco magmático no disectado por el alto contenido en líticos totales (Figura 32). Para el segundo diagrama se consideraron solo las relaciones de (Qm-F-L) donde las muestras T11-64 (1), T15-101M, T15-102 ocupan el campo de orógeno retrabajado (Figura 33) con aumento de cuarzo monocristalino, en zona de transición las láminas T02-008(3), T11-64(2), T13-75(1), T16-69, T16-110 y en zona de orógeno retrabajado rica en líticos T01-002 de acuerdo con estas características, también pueden interpretarse como un posible ambiente de

depósito para estos sedimentos, las cuencas asociadas a cinturones de deformación (Figura 34).

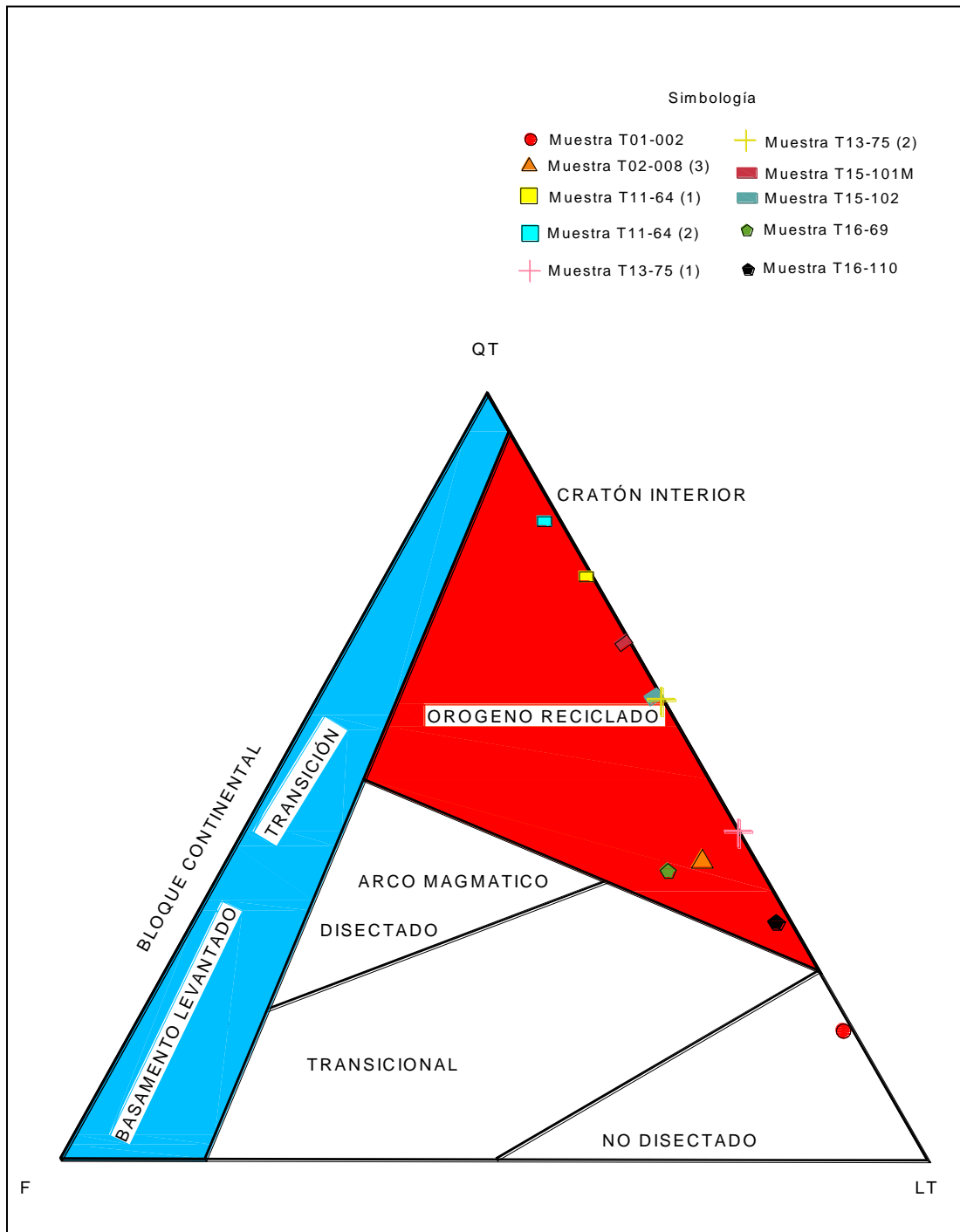


Figura 32. Diagrama triangular para la discriminación de ambientes de procedencia de Dickinson and Suczek (1979).

En el caso del análisis de la composición de líticos sedimentarios diagrama (Qp-Lv-Ls) se observa una considerable variación en los (Ls) que se ha interpretado como ambiente de depósito tectónico en zonas de colisión y cinturones de cabalgamiento se interpreta de acuerdo a la presencia de cantos rodados resedimentados resultado de la erosión de facies lutíticas de llanuras de inundación, a diferencia de las láminas T11-64 (1), T11-64(2) que se encuentran fuera del campo de algunas zonas debido a la asociación con líticos volcánicos (Figura 34).

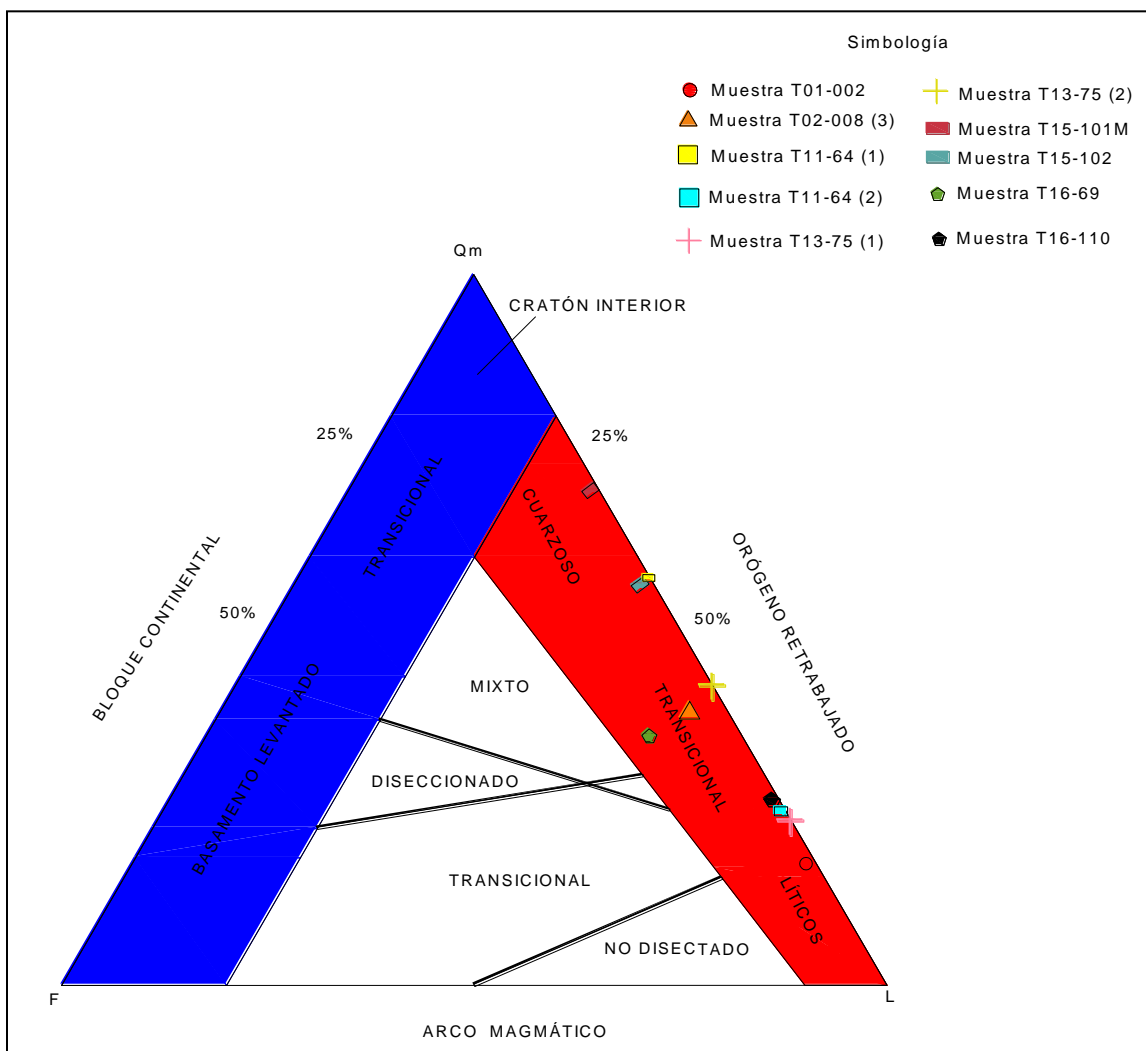


Figura 33. Diagrama triangular de Heinrich (1972). Qm: cuarzo Monocristalino; F: feldespato; Lt: fragmentos líticos.

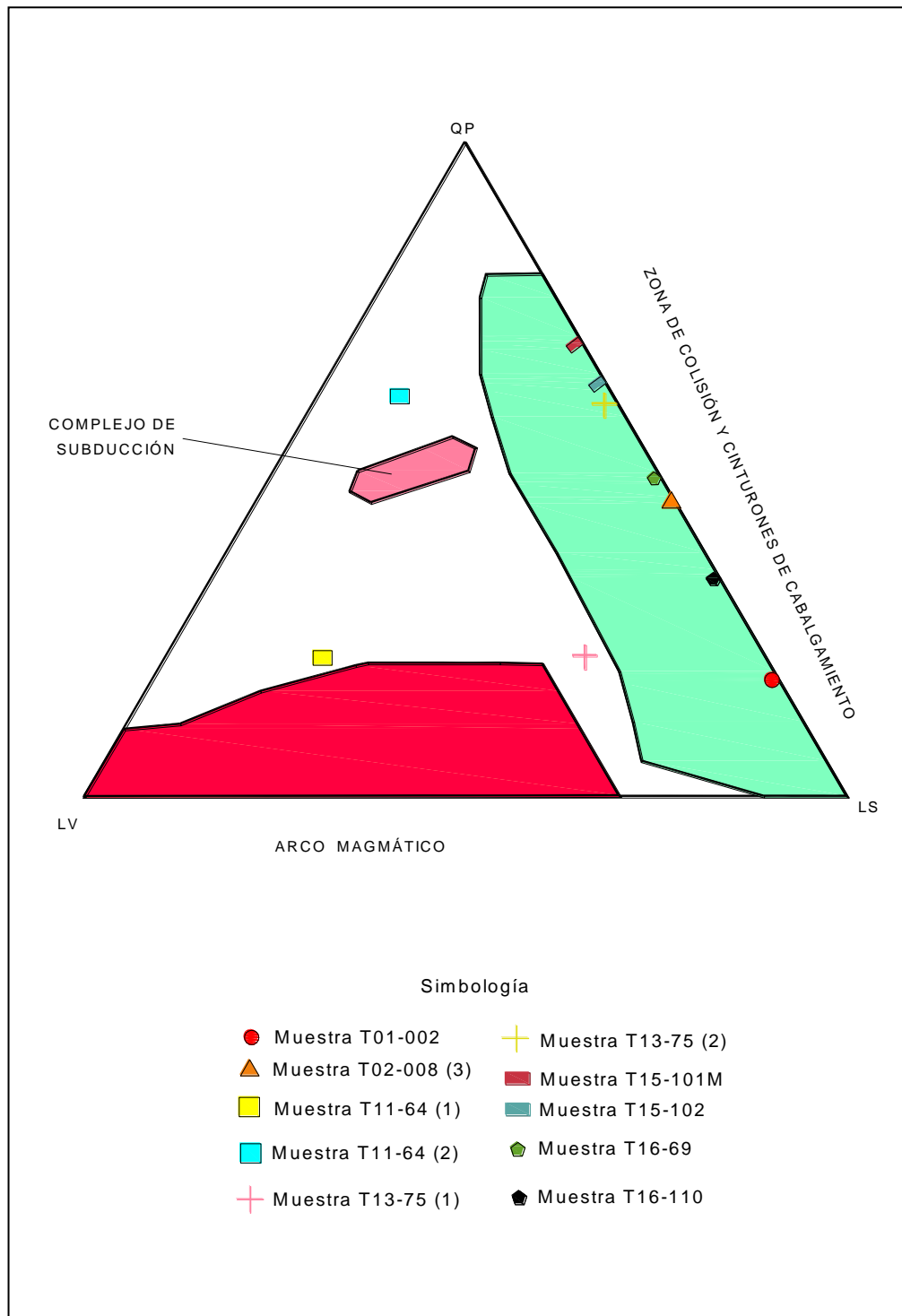


Figura 34. Diagrama ternario de ambientes tectónicos de depósito, Dickinson (1986).

IV. Interpretación y resultados.

4.1. Interpretación del depósito

De acuerdo con la información descrita en los capítulos anteriores y el análisis petrográfico-microfacial, se pudo interpretar el ambiente de depósito para la Formación Tamabra Superior (Soyatal) de edad Turoniano-Campaniano, sobre el perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande, como ambiente de depósito de cuencas profundas (ZF 1), depositándose facies de plataforma profunda (ZF 2), pie de talud (ZF 3) y talud (ZF 4) facies que se describen el capítulo II. Estos resultados permitieron realizar una interpretación de las facies dominantes y los cinturones faciales que se encontraban entre la aún existente PVSLP y la CMCM y que exhiben interesantes intercalaciones de sedimentos mixtos arcilloso-calcáreos, mientras que en la parte de talud los depósitos característicos son las brechas calcáreas soportadas por una matriz calcárea, con facies características de zonas de transición que fueron depositándose hacia la cuenca por flujos de escombros, que se encuentran compuestos de clastos que son transportados y depositados por una pesada mezcla de lodo-agua de sedimentos que han sido diversamente llamados *debrites*, *debris flows* (Hiscott y James, 1985). El área fuente de los clastos fue inferida por comparación de las microfacies de los clastos con microfacies de la plataforma y talud (Figura 35).

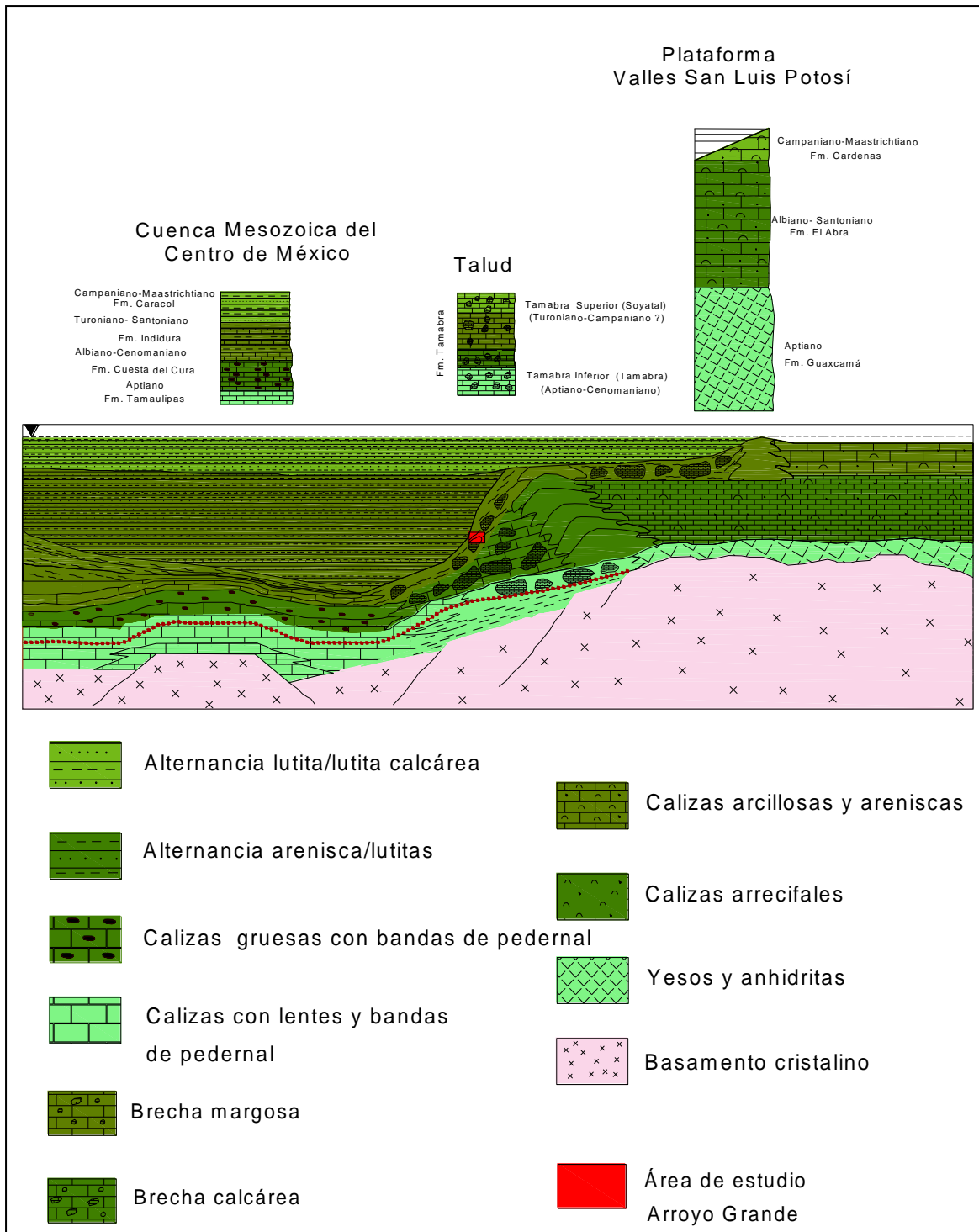


Figura 35. Modelo representativo de correlación estratigráfica entre la PVSLP y CMCM, desarrollo de ambiente de talud para el Mesozoico Tardío en la zona de estudio (Modificado de López-Doncel y Zavala-Arriaga, 2013).

4.2. Interpretación secuencial

La generación de datos permitió elaborar una figura en la que se puede observar la disposición de los SMF, la variación en niveles de energía y las secuencias efectuadas por efecto en la variación del nivel del mar (Figura 36).

La Unidad Inferior está compuesta por la facies de cuenca generalmente con predominio en los SMF 1, 2, 3, 4, con niveles de baja a alta energía, con una tendencia inicial de sistemas con influencia de sedimentos alóctonos retrabajados, generándose también dominios en secuencias características de zonas profundas, y presentándose así repetición de facies, variación en niveles de energía y presencia de secuencias con influencia de sedimentos de talud y de cuenca en los primeros 38.70 m.

La Unidad Media está compuesta por facies de talud presentando niveles de alta energía, presentándose así facies de zonas más someras el espesor promedio es de 15.1 m.

La Unidad Superior con un espesor de 44 m con microfacies que van desde los SMF 1-6, hasta las facies iniciales SMF 1-3, se encuentran asociados a niveles de baja energía, secuencias en su mayoría de zonas de facies profundas y hacia la parte de la cima con secuencias de zonas profundas y niveles de más alta energía generando depósitos de brechas con fauna alóctona, presencia de algas, corales, los cuales son características de zonas de facies más someras correspondientes a facies de talud.

Las secuencias completas de las unidades presentan influencias de sedimentos de zonas profundas y zonas someras con sedimentos alóctonos depositados en las zonas profundas, debido al cambio en la tasa de sedimentación y las variaciones efectuadas por el cambio en el nivel del mar, en las zonas profundas surgen condiciones de baja erosión y alto aporte de sedimentos, por lo tanto se presenta cinturones de arenas gruesas y gravas.

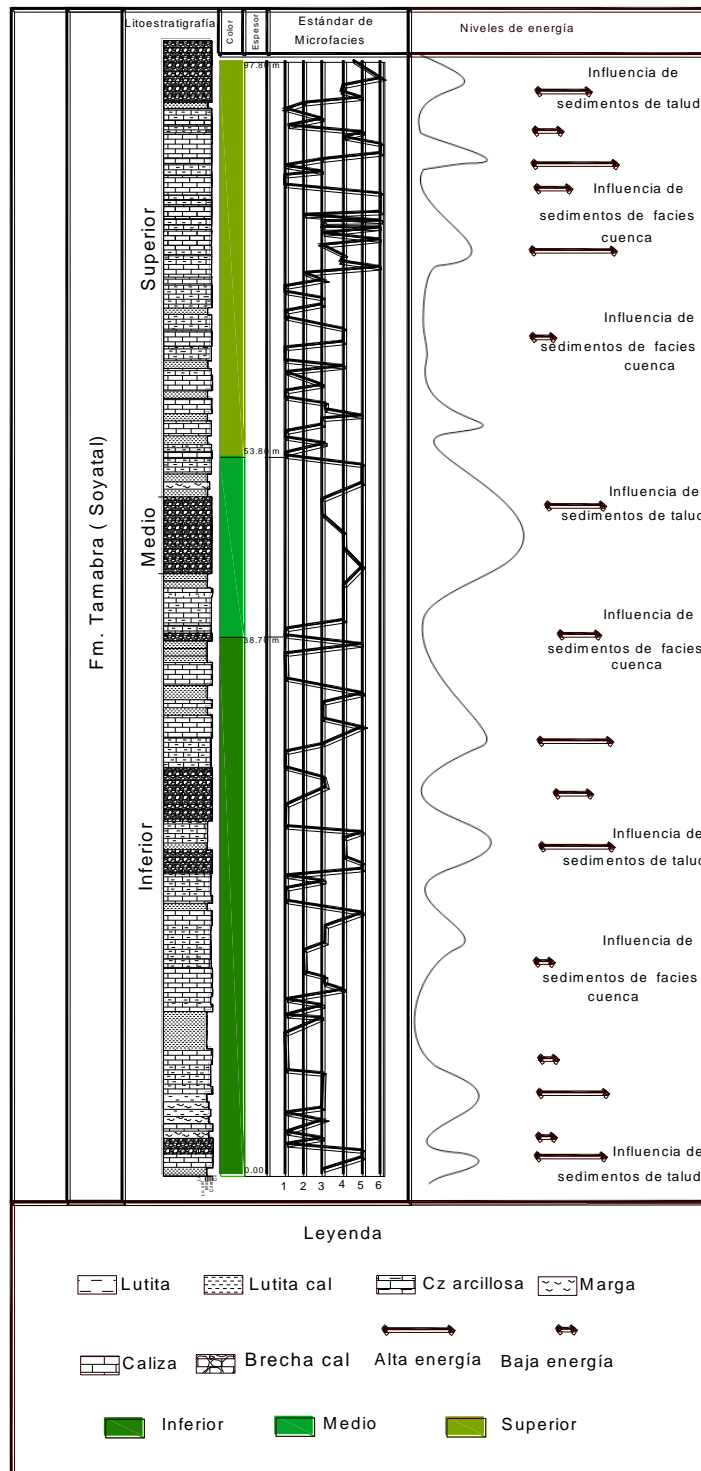


Figura 36. Interpretación del perfil- microfascial Arroyo Grande a partir de la asociación de estándares de microfascias basadas en Flügel (2004).

La curva dibujada de color rojo sobre el perfil de texturas deposicionales marca hacia el lado izquierdo variaciones de texturas de grano fino, hacia el lado derecho dominio de texturas de grano grueso característico de zonas más someras (Figura 37), este cambio muy marcado de texturas y estándares de microfacies permitió establecer la posible ciclicidad existente en la secuencia. Esta variación de facies profundas con dominio carbonático y arcilloso se presenta al inicio de la secuencia hacia la cima la secuencia registra cambios en textura y fauna característica de ambiente de plataforma de mar abierto y ambientes someros, lo que permitió determinar que existió un depósito de tipo transgresivo, que está relacionado con algunos eventos de ciclicidad, los cuales estuvieron controlados por el espacio de acomodación que depende directamente de las variaciones relativas del nivel mar, y la fábrica carbonática los cuales a su vez están controlados por la tectónica y el clima. Por esto fue importante determinar y comprobar los resultados por medio del análisis Markoviano la existencia de dicha ciclicidad.

4.3. Interpretación y resultados del análisis Markoviano en secuencias calcáreo margosa

Los resultados en el análisis de estándares de microfacies, permitieron determinar la aparición de estándares de facies repetitivas, en las que se planteó la hipótesis de conocer si los eventos estaban relacionados con la casualidad o eventualidad y conocer las causas de la ciclicidad, pues en la secuencia se presenta cierta polaridad desde la base hacia la cima, secuencias positivas y negativas, el análisis de este tipo de sucesiones es comprobado por la cadena de Markov. El análisis por cadena de Markov en secuencias estratigráficas comienza con la elaboración de una matriz de conteo de transiciones (C_{ij}) (Figura 38) y dos matrices de probabilidades (P_{ij} y R_{ij}) (Figura 39, 40). La matriz de conteo se construyó teniendo en cuenta el número de transiciones entre un estándar de microfacies (SMF) y la siguiente.

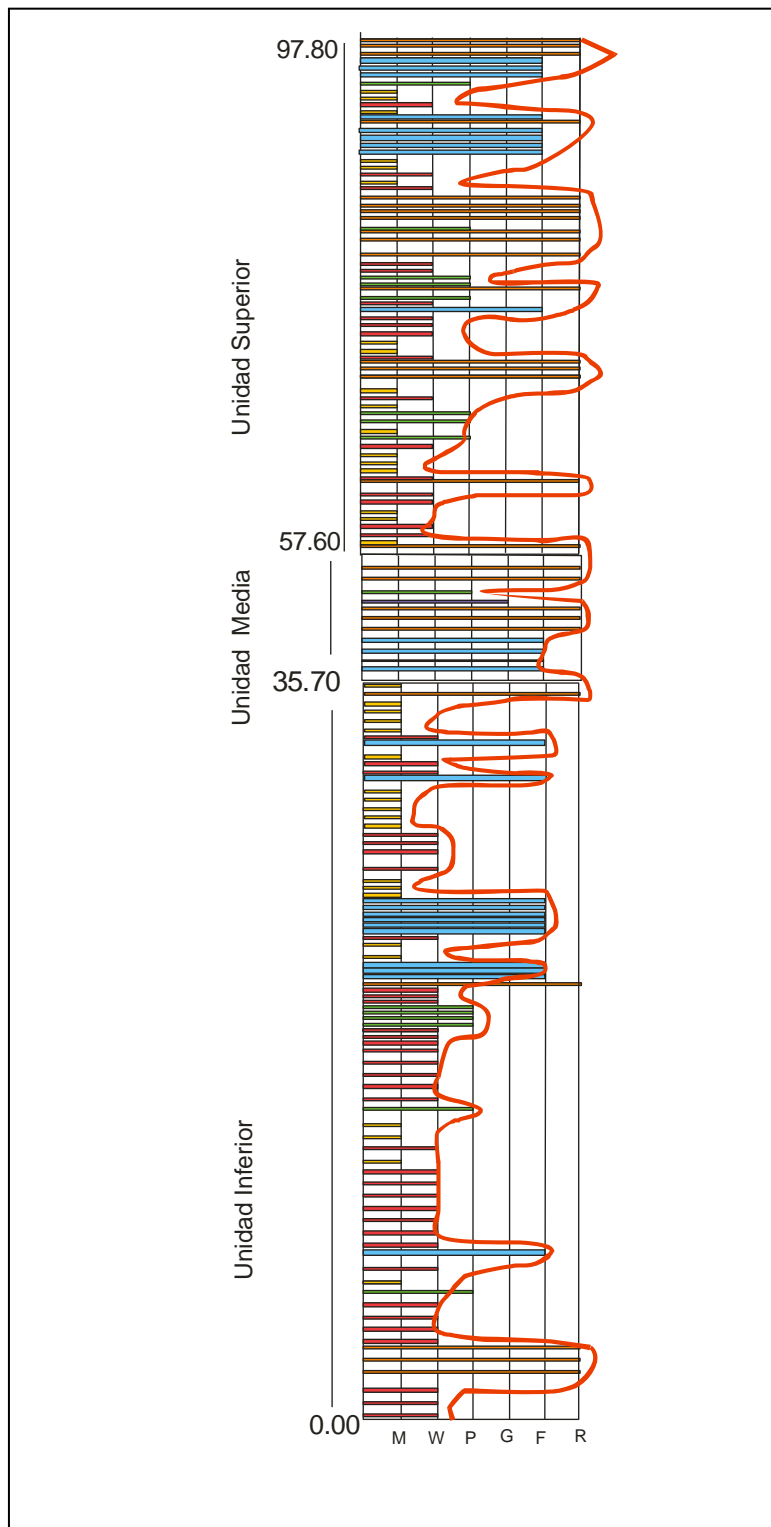


Figura 37. Interpretación de las texturas deposicionales para el perfil estratigráfico-facial Arroyo Grande.

Los SMF inferior de cada par de transición están representados como número de fila, mientras que los SMF superior como número de columna. La matriz de probabilidades (transiciones eventuales, R_{ij}), representa la probabilidad de que una transición se dé en forma de eventualidad, y ésta depende solamente de la proporción en que están dados los SMF en el perfil, es decir que los SMF más abundantes tendrán más probabilidades de generar transiciones. Esta matriz se construye para luego comparar la probabilidad de eventualidad de una transición con la probabilidad "real" observada, y de esta manera detectar estadísticamente si dentro del sistema depositacional existen transiciones que se dan con mayor frecuencia. Cada valor surge del cociente entre la suma de la columna y el número total de transiciones ($r_{ij} = S_j/t$). La segunda matriz de probabilidades (transiciones observadas, P_{ij}), contiene elementos p_{ij} que se construyen como la relación entre el número de transiciones (C_{ij}/S_i) y la suma de la fila ($p_{ij} = S_j/t$). Por último la matriz de diferencias (D_{ij}) (Figura 41) se construye como la diferencia entre P_{ij} y R_{ij} . Los valores positivos indican cuales de las transiciones tienen significado estadístico, es decir, que ocurrieron con una frecuencia elevada respecto de la frecuencia teórica que deberían tener en función de la abundancia de las microfacies en el perfil. Con el fin de corroborar estadísticamente los resultados de la matriz de diferencias, se aplicó el test de χ^2 propuesto por Miall (1973). Se postuló como hipótesis nula (H_0) que las transiciones entre SMF son por eventualidad, y como hipótesis alternativa (H_a) que no hay eventualidad en las transiciones.

	1	2	3	4	5	6	T
1	16	1	7	1	1	0	26
2	0	2	2	0	1	0	5
3	5	2	11	1	1	2	22
4	1	0	3	6	1	0	11
5	2	0	2	0	2	1	7
6	0	1	0	2	0	3	6
T	24	6	25	10	6	6	77

Figura 38. Matriz de transición observada.

$$P_{ij} = \begin{pmatrix} & 1 & 2 & 3 & 4 & 5 & 6 & T \\ 1 & 0.615 & 0.038 & 0.269 & 0.038 & 0.038 & 0 & 1 \\ 2 & 0 & 0.4 & 0.4 & 0 & 0.2 & 0 & 1 \\ 3 & 0.227 & 0.090 & 0.5 & 0.045 & 0.045 & 0.09 & 1 \\ 4 & 0.090 & 0 & 0.272 & 0.545 & 0.090 & 0 & 1 \\ 5 & 0.285 & 0 & 0.285 & 0 & 0.285 & 0.142 & 1 \\ 6 & 0 & 0.166 & 0 & 0.333 & 0 & 0.5 & 1 \end{pmatrix}$$

Figura 39. Matriz de transición esperada.

$$R_{ij} = \begin{pmatrix} & 1 & 2 & 3 & 4 & 5 & 6 \\ 1 & 0.337 & 0.064 & 0.285 & 0.142 & 0.090 & 0.077 \\ 2 & 0.337 & 0.064 & 0.285 & 0.142 & 0.090 & 0.077 \\ 3 & 0.337 & 0.064 & 0.285 & 0.142 & 0.090 & 0.077 \\ 4 & 0.337 & 0.064 & 0.285 & 0.142 & 0.090 & 0.077 \\ 5 & 0.337 & 0.064 & 0.285 & 0.142 & 0.090 & 0.077 \\ 6 & 0.337 & 0.064 & 0.285 & 0.142 & 0.090 & 0.077 \end{pmatrix}$$

Figura 40. Matriz de transición de eventualidad (probabilidad).

$$D_{ij} = \begin{pmatrix} & 1 & 2 & 3 & 4 & 5 & 6 \\ 1 & 0.278 & -0.026 & -0.016 & -0.104 & -0.01 & -0.039 \\ 2 & -0.377 & 0.336 & 0.115 & -0.142 & 0.11 & -0.077 \\ 3 & -0.11 & -0.026 & 0.215 & -0.097 & -0.045 & 0.013 \\ 4 & -0.247 & -0.064 & -0.013 & 0.403 & 0 & -0.077 \\ 5 & -0.052 & -0.064 & 0 & -0.142 & 0.195 & 0.065 \\ 6 & -0.377 & 0.102 & -0.285 & 0.191 & -0.090 & 0.423 \end{pmatrix}$$

Figura 41. Matriz de diferencias proporcionales.

Para representar el grado de probabilidad con que se presentan los SMF se elaboró un histograma con los datos estadísticos obtenidos a partir de las matrices antes calculadas y se interpretó que los SMF1 presentan la probabilidad más alta de repetición en un 0.337% seguido por los SMF 3 con un porcentaje de 0.285%, 0.142% para los SMF4, 0,090% para los SMF5, 0.077% para SMF6 y con una menor probabilidad de 0.064% para los SMF2, claramente se observó que predominan más las zonas con características de cuencas profundas y facies muy cercanas a los bordes de la plataforma (Figura 42).

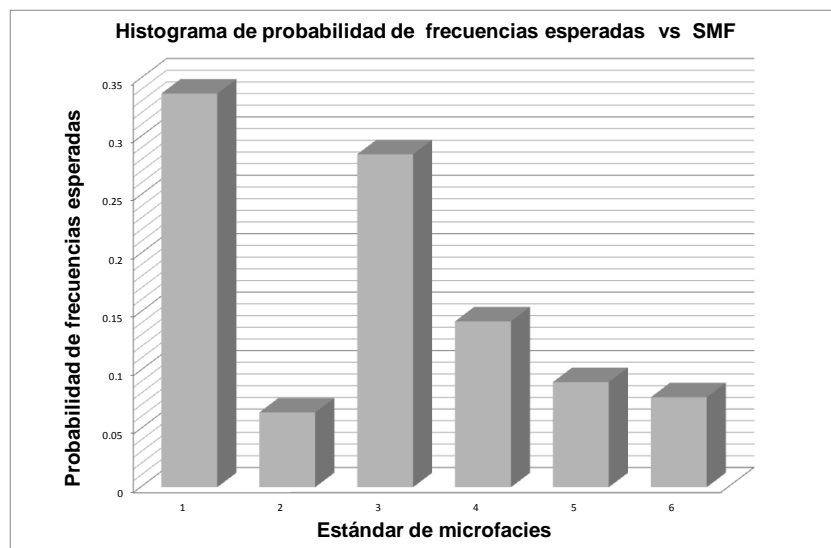


Figura 42. Histograma representativo de las probabilidades de repetición de los SMF.

La matriz de diferencias proporcionales determinó que las transiciones más probables son aquellas cuyos valores de la matriz de diferencias son mayores o iguales a 0.11. Este valor límite surgió de observar que las transiciones con valores menores a éste claramente carecen de significado geológico. Con los resultados obtenidos en la matriz D_{ij} se construyó un diagrama de transiciones en base a la probabilidad de repetición de los eventos, en este diagrama también se observó la mayor probabilidad de repetición de los SMF 1 y 3 (Figura 43).

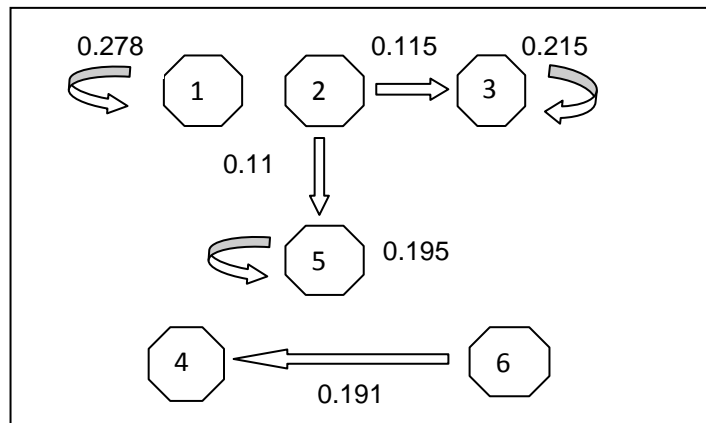


Figura 43. Diagrama de transición de eventos.

4.4. Comprobación del método por medio de Chi-cuadrado (X^2)

Este método de comprobación de prueba de Chi-cuadrado (X^2), permite calcular la probabilidad de obtener resultados que puedan desviarse de las expectativas de acuerdo a los resultados observados si el modelo es correcto.

Para realizar la prueba de comprobación, como primer paso se comparan los números de frecuencias observadas en cada uno de los cambios de los estándares de facies con los números de frecuencias esperadas, estas desviaciones son elevadas al cuadrado y divididas por los valores de frecuencias esperadas lo cual proporciona un valor de Chi-cuadrado. Se utiliza el número de individuos y no las proporciones, X^2 toma en consideración el tamaño de la muestra.

La comprobación del método se realiza mediante la fórmula:

$$X^2 = \sum_i \frac{(O-E)^2}{E}$$

Donde O= número de transiciones observadas.

E= número de transiciones esperadas.

Para el cálculo de comprobación se construyó una tabla con dos columnas en las que se muestran las transiciones observadas y transiciones esperadas así como el tamaño de la muestra n= 6 (Tabla 2).

Tamaño de muestra	F. Observadas	F. Esperadas
1	26	25.85
2	5	4.96
3	22	21.9
4	11	9.51
5	7	6.93
6	6	5.96

Tabla 2. Tabla de frecuencias.

Se procedió a aplicar la fórmula y la obtención de resultados.

Cálculos.

$$X^2 = \sum_i \frac{(O-E)^2}{E}$$

$$X^2 = \sum_i = \frac{(26-25.85)^2}{25.85} + \frac{(5-4.96)^2}{4.96} + \frac{(22-21.9)^2}{21.9} + \frac{(11-9.51)^2}{9.51} + \frac{(7-6.93)^2}{6.93} + \frac{(6-5.96)^2}{5.96} = 0.235$$

El siguiente paso fue determinar los grados de libertad. Los grados de libertad son el número de categorías o clases variables independientes que existe. Generalmente, esto es igual a uno menos el número total de clases.

$$r = 2$$

$$k = 6$$

Fórmula para grados de libertad.

$$(r-1)(k-1) = (2-1)(6-1) = (1)(5) = 5$$

Los grados de libertad para un porcentaje de 5% = (0.05, 5).

Como paso final en la aplicación de la prueba de Chi-cuadrado es buscar el valor de Chi-cuadrado y los grados de libertad en una tabla (Apéndice 7) y determinar el valor de la probabilidad. Este valor es la probabilidad de que el azar por sí mismo pudiera ser responsable de una desviación tan grande o mayor que la observada, si la hipótesis es correcta. Una vez obtenido el valor de la tabla se comparó con el resultado final para determinar la regla de decisión si $X^2 < 11.070$ no se rechaza H_0 , pero si $X^2 > 11.070$ se rechaza H_0 pero como el valor de 0.235 no es mayor a 11.070, no se rechaza H_0 y se concluye que aunque es poco el valor de la ciclicidad que presenta la secuencia se encuentra dentro del grado de aceptación de la hipótesis (Figura 44).

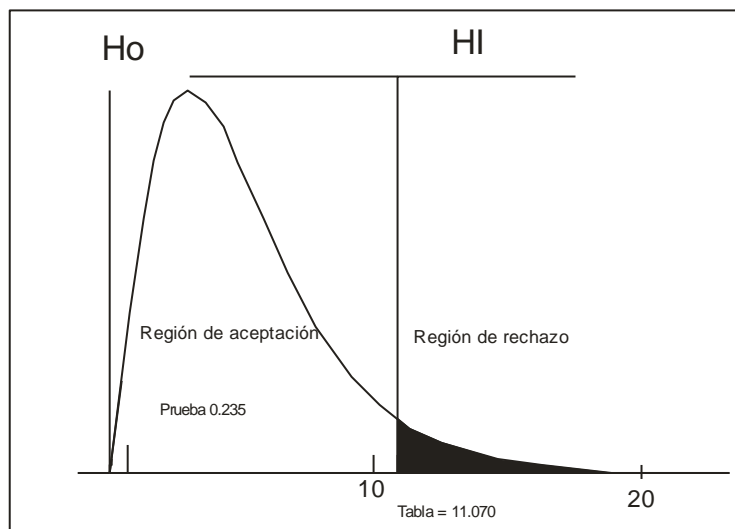


Figura 44. Gráfico de región de aceptación.

Por lo que se interpreta que la ciclicidad estuvo controlada por espacio de acomodación de sedimentos que dependen relativamente por los cambios en el nivel del mar y la fábrica de carbonatos factores de tipo autocíclicos subsidencia, aportes y cambios del nivel del mar los cuales a su vez están controlados por factores alicíclicos (tectónica y el clima) y relacionados con ciclos de tercer orden los cuales tienen una duración de 0.5-3 Ma.

4.5. Resultados de la interpretación de las areniscas

Según la litología y petrografía se concluye que las areniscas son grauwacas de tamaño de grano fino, y matriz calcárea. El alto contenido en matriz juega un papel muy importante en el ambiente redeposicional y la diagenesis, este tipo de grauwacas son de ambientes marinos y se depositaron por lo regular por flujos de gravedad casi exclusivas de márgenes activos o en sedimentación sinorogénica, las cuales necesitan formarse a partir de un ambiente con erosión transporte y depósitos rápidos, para que se conserven los fragmentos estables y que el área fuente está condicionada por el ambiente geotectónico. De acuerdo a los diagramas y al análisis de resultados la procedencia de las areniscas es de un orógeno reciclado, posiblemente producto de la erosión de un orógeno (Terreno Guerrero) retrabajado asociado a los inicios de la Orogenia Laramide, que llevo a cabo un plegamiento y sucesos de fallas y fracturas con una implicación de depósito, generado en zona de colisión y cinturones de cabalgamiento ver (Figura 34).

Conclusiones.

El análisis microfacial demostró que la mayor parte de las capas de la Formación Tamabra Superior fueron depositadas en un ambiente de cuenca profunda (ZF1), con sedimentación lenta y con componentes y organismos de zonas pelágicas. Sin embargo se reconocieron igualmente ambientes de depósito de zonas más someras como zonas de plataforma profunda (ZF2), pie de talud (ZF3) e incluso de talud (ZF4). Estas variaciones hacia zonas menos profundas son producto de dos causas, la primera es debido a variaciones no cíclicas en el nivel relativo del mar, con fluctuaciones características de ambientes pre- y sin-orogénicos y en segundo lugar debido a migraciones importantes (retro y progradaciones del margen de la PVSLP), de los cinturones de facies provocados por aumentos y disminuciones en la fábrica de carbonatos y asociados con la influencia del aporte arcilloso en el espacio de sedimentación. Este estudio permitió igualmente identificar una tendencia clara a un aumento en el contenido arcilloso y detrítico continental hacia las partes altas de la secuencia, así como un aumento en el tamaño de las partículas (granos, clastos, bioclastos, etc), lo cual evidencia mayor influencia del occidente, de donde procedía el material clástico volcánico-continental.

El análisis petrográfico de las areniscas corresponde con rocas de tipo lítico, con proporción, de 5 a 25% de matriz calcárea, lo que directamente permitió definir las dentro de la clasificación de las grauwacas líticas de ambientes marinos, depositadas, por lo regular, por flujos de gravedad. Estas características son casi exclusivas de márgenes activos, con resultados de procedencia de orógeno reciclado, posiblemente producto de la erosión de un orógeno (Terreno Guerrero) reabajado.

El análisis de las turbiditas calcáreas que mostraron intervalos Ta y Tb del modelo de Bouma (1964), resultaron ser de facies intermedias.

Bibliografía

- Aguayo-Camargo, J.E., 1975, Sedimentary environments and diagenetic implications of the El Abra Limestone at its type locality, east Mexico: Dallas, Texas, University of Texas at Dallas, tesis doctoral, 159 pp.
- Aguayo-Camargo, J.E., 1978, Sedimentary environments and diagenesis of the Cretaceous reef complex, Eastern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Ciencias del Mar y Limnología, 5 (1), 83-140.
- Aranda-Gómez, J.J., Labarthe-Hernandez, G., 1977, Estudio Geológico de la Hoja Villa Hidalgo, Estado de San Luis Potosí Instituto de Geología y Metalurgia. Folleto técnico № 53, 58 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., 2000, Informe de la carta geológica minera y geoquímica Hoja Llanos del Carmen, escala 1:50, 000. Secretaria de Comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales.
- Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Maldonado-Lee, J.M., Rosales-Franco, E., 2003, Carta Geológico-Minera y Geoquímica Villa Hidalgo (F14-A 74), Escala 1:50,000 Servicio Geológico Mexicano.
- Barnetche, A., Illing, L.V., 1956, The Tamabra Limestone of the Poza Rica oil field, Veracruz, Mexico: Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, D.F., 38 pp.
- Basañez-Loyola, M.A., Fernández-Turner, R., Rosales-Domínguez, C., 1993, Cretaceous platform of Valles-San Luis Potosí, northeastern central Mexico, in Simon, J.A., Scott, R., Masse, J.P. (eds), Cretaceous Carbonate platforms: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 56,51-59.
- Bathurst, R. G. C., (1971), Carbonate sediments and their diagenesis. Dev. In Sedimentology, 12, 260 pp.
- Blytt, A., 1889, The probable cause of the displacement of beach-lines, an attempt to compute geological epochs: Videnskabs-Selskabs Forhandlingar, Christiania, no. 93 p.
- Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of Some Flysch Deposits: Amsterdam-New-York, Elsevier, 167 p.
- Bouma, A.H., 1964c, Turbidites. In: A. H. Bouma and A. Brouwer (Editors), *Turbidites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 247-256.
- Bouma, A.H., 1964d, Ancient and Recent turbidites. *Geol. Mijnbouw*, 43: 375-379.

- Bourgeois, J., 1980, "A Transgressive Shelf Sequence Exhibiting Hummocky Cross-Stratification: The Cape Sebastian Sandstone (upper Cretaceous), Southwest Oregon." *J. Sed. Petrol.*, 50: 681-702.
- Boer, P.L. y Smith, D.G. eds., 1994, *Orbital forzar y secuencias cíclicas*. NIC Spec. Publ., 19, 559 pp.
- Boggs, S., 1995, *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Prentice Hall. 784 pp.
- Carta topográfica Villa Hidalgo F14-A74 del INEGI escala 1: 50,000, del Instituto Nacional de Estadística, Geográfica e Informática.
- Carta Geológico-Minera Villa Hidalgo F14-A74 escala 1:50,000, S.L.P., cartografiada y editada por el Servicio Geológico Mexicano, primera edición 2003.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23, 110 pp.
- Carrillo-Bravo, J., 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 34(1), 21-46.
- Carrasco-Velázquez, B., 1977, Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valles-San Luis Potosí Platform, México: *SEPM Special Publication*, 25, 263-272.
- Cruz-Márquez, J., 2005, Mapeo Geológico y Estudio Sedimentológico de la Secuencia calcáreo-arcillosa del Cretácico Superior de la Sierra "El Meco", Villa de Arista, S. L. P.: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo Recepcional, 55 pp.
- Dickinson, W.R., y Suczek, C.A. 1979, Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* (63): 2164 - 2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Grakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Rybeerg, R.T., 1983, Provenance of north America Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *Bulletin geol. Soc. Amer.*, 94, 222-235. Boulder, Colorado.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. En Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites: Series C: Mathematical and Physical Science* vol. 148, p. 333 - 361.
- Dickinson, W.R., 1986. Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basin. En K.L.

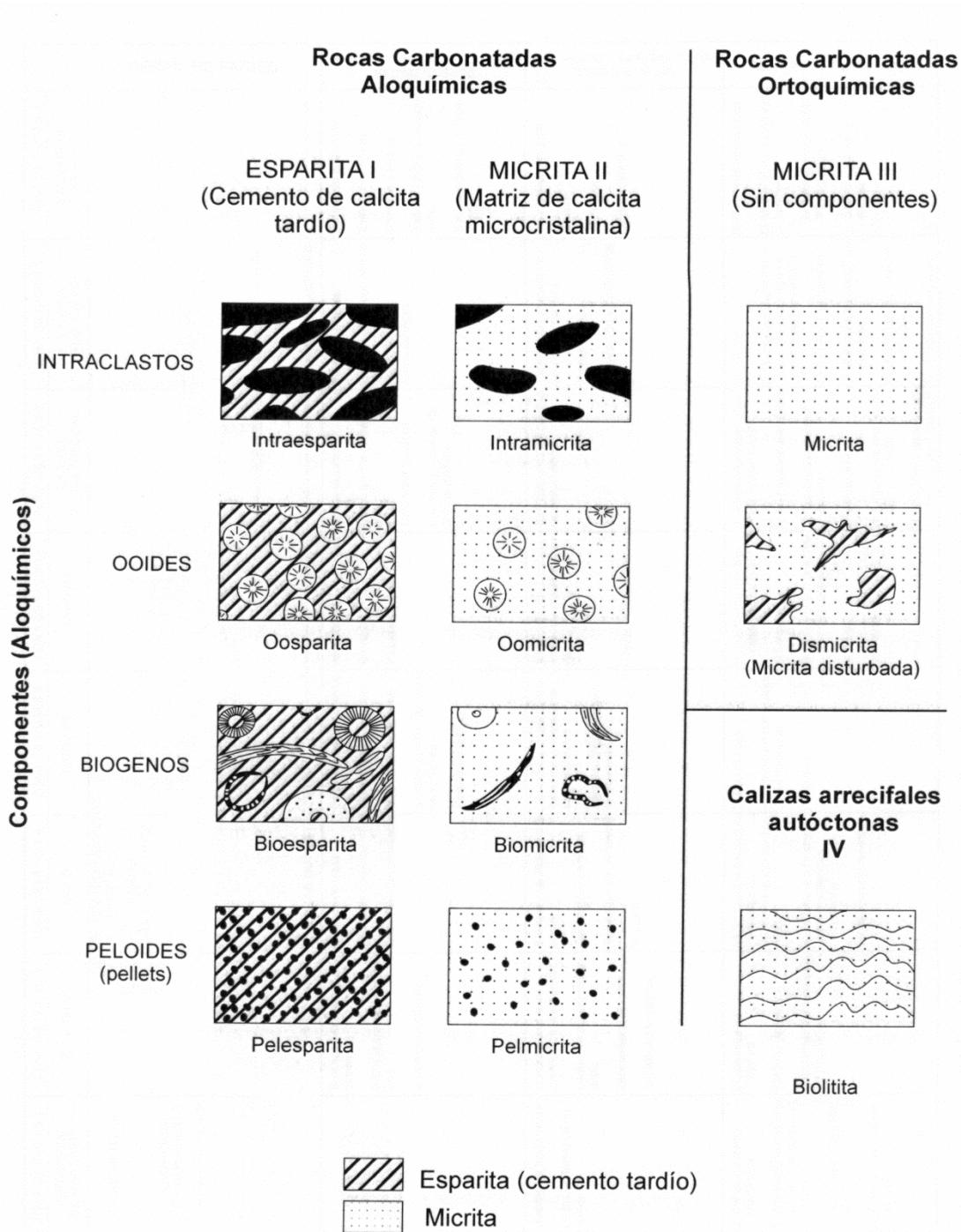
- Kleinspehn and C. Paola (eds.), *New perspectives in basin analysis*, Springer-Verlag, p. 27-42.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional textures, en Ham, W.E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*: 108-121.
- Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A., 1991, *Ciclos y Eventos en Estratigrafía*. Springer-Verlag, Berlín, 955 pp. 124 *H. Westphal et al.*
- Embry, A.F. y Klovan, J.E., 1972, Absolute Water Depth limit of Late Devonian Paleoeological Zones. *Geol. Rundschau.*, 61: 672-686 p.
- Enos, P., 1974, Reefs, platforms and basins of middle Cretaceous in northeast Mexico: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 58(5), 800-809 p.
- Enos, P., 1977, Tamabra Limestone of the Poza Rica trend, Cretaceous, Mexico, en Cook, H. E., Enos, P. (eds.), *Deep Water Carbonate Environments: Tulsa, Society of Economic, Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 25,273-314 p.
- Fichter, L.S., and Poché, 1993, *Ancient environments and the interpretation of Geologic History: Mcmillan Publishing Company, New York*, 2da Ed. 269 p.
- Folk, R.L., 1959, Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43(1), 1-38 p.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestones types, en Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*, 62-84 p.
- Füchtbauer, H., 1988, *Sediment-Petrologie, Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine*. 2. Edición: 1141 p., Stuttgart.
- Flügel, E., 1982, *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Flügel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application: Germany, Springer*, 976 pp.
- Gilbert, G. K., 1985, Sedimentary measurement of geological time. *Journal of Geology*, 3: 121-127.
- Heim, A., 1940, The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Ecologiae Geologicae Helvetiae*, 33(2), 313-352 p.
- Heinrich, E. W.M., 1972, *Petrografía microscópica*. Omega, Barcelona, 320 p.

- Hiscott, R.N., James, N.P., 1985, Carbonate debris flows, Cow Head Group, Western Newfoundland: *Jour. Sed. Petrology*, 55, p. 735-745.
- INEGI, 2002, Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí, Publicación única, Primera Edición, 124 p.p.
- Layala P. J. C., 2009, Modelo de facies y ciclicidad en la sección Pérmica que aflora en la Quebrada El Palmar, Flanco Sur Andino, Caracas, V. R. V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología de Minas y Geofísica, 162 p.
- López-Doncel, R., 2000a, La Brecha calcárea de la Sierra del Coro como un indicador de la dinámica de la margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, en: VII Congreso Mexicano de Paleontología y Primer Simposio Geológico en el Noreste de México, Libro de Resúmenes: Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Paleontología, 40-41.
- López-Doncel, R., 2000b, Nuevos datos sobre la geología de la margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Geos*, Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana, 20(3), 155-156.
- López-Doncel, R., 2000c, Karbonatfazielle Entwicklung während der mittleren Kreide am westlichen Rand der Valles-San Luis Potosi-Plattform (Mittel-Mexiko): Germany, Technische Universität Clausthal, Tesis Doctoral, 174 pp.
- López-Doncel, R., Tapia-Uresti, I., 2001, Tipos de depósitos en la parte central del margen occidental de la Plataforma cretácica Valles- San Luis Potosí: *Geos*, Boletín Informativo Unión Geofísica Mexicana, 21(3), 160-161.
- López-Doncel, R., 2002, Estudios Estratigráficos y Deposicionales de la Formación Soyatal (Turoniano), en la Sierra de Álvarez y Sierra del Coro, porción centro-occidental del Estado de San Luis Potosí: *Geos*, Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana, 26(1), 335-336.
- López-Doncel, R., 2003, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles- San Luis Potosí, centro-noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 1-19.
- López-Doncel, R., 2004, Manual para la clasificación de rocas carbonatadas, Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico № 127, 33p.
- López-Doncel, R., Rodríguez-Hernández, E.I., 2004, Control litológico de los depósitos alóctonos en una zona de transición plataforma-cuenca, en IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes: Juriquilla, Qro., Centro de Geociencias, UNAM, Sociedad Geológica Mexicana, p. 118.

- López-Doncel, R., Zavala-Arriaga M., 2013, Modelo representativo de correlación estratigráfica entre la PVSLP y la CMCM, desarrollo de ambiente de talud para el Mesozoico Tardío en la zona de estudio.
- Lugo-Hubp, J., 1990, El relieve de la República Mexicana, Universidad Autónoma de México: Revista del Instituto de Geología, 9 (1), 82-111.
- Mapa de climas, modificado de INEGI, 2002.
- Milankovitch, M., 1941, Conon of insolation and the Ice-Age Problem (in German). Special Publications of the Royal Serbian Academy, Vol.132, Israel Program for Scientific Translations, 484 pp.
- Mc Bride, E., 1963, A classification of common Sanstone. Journ. Of. Sedimentary Petrology., 33: 664-669.
- Miall, A.D., 1973, Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. Sedimentology v. 20: 347-364.
- Miall, A.D.,1995, Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective discussion. Sedimentology, 42: 379-384.
- Munnecke, A., Samtleben, C., 1996. The formation of micritic limestones and the development of limestone–marl alternations in the Silurian of Gotland, Sweden. Facies 34, 159–176.
- Normark, W.R., y Piper D. J. W., 1991, Initiation process and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record, in Osborne, R. H. (ed.), From shoreline to abyss: Society. For Sedimentary. Geology Spec. Pub. 46, p. 207- 230.
- Ocampo-Díaz, Y. Z., 2011, Implicación tectono-sedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite Jurásico Cretácico del Noreste de México (Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas): Tesis de Doctorado, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de La Tierra, 392 p.
- Pettijohn, F.J., 1975, Sedimentary Rock. Harper y Row, York, 3ª. Ed., 628 pp.
- Power, D.W. y Easterling, R.G., 1982. Improved Methodology for using embedded Marcov Chain to describe cyclical sediments. J. of Sedimentary Petrology, v. 52, no. 3, p. 913-9223.
- Ricken, W., 1986, Diagenetic bedding: A model for limestone-marl alterations: Berlin, Springer, 210p.
- Ricken, W., 1987, The carbonate compaction law: A new tool: Sedimentology, v.34, p.1-14.
- Rodríguez-Hernández, E. I., 2007, Estudio granulométrico-microfacial en brechas calcáreas de una zona de transición “plataforma-cuenca”- un ejemplo en la

- porción Central del Estado de San Luis Potosí. Implicaciones deposicionales y paleogeográficas: Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, 143 p.
- Santiago, A.J., 1984, Provincias y Áreas Petroleras del Sureste de México. Boletín de la Asociación de Geólogos Petroleros. V. 31, Nos 1 y 2, pp.1-28.
- Sánchez- Zavala, J.L. y Centeno-García, E., 2006, Técnicas y Aplicaciones del Estudio de los Sedimentos Terrígenos de Grano Fino: Procedencia y Tectónica. Página Electrónica del Posgrado en Ciencias de la Tierra, (geología.igeolcu.unam.mx/academia/temas/htm.
- Silva-Romo, G., y Mendoza-Rosales, C., 2011, Manual para el trabajo de campo: Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de México, primera edición, 374 p.
- Sujkowski, Z.L., 1985, Diagenesis: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 42, p.2692-2717.
- Tapia-Uresti, I., 2003, Estudio Sedimentológico, Facial y Petrográfico de la Porción Central de la Zona de Transición entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Trabajo Recepcional, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, 69 p.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M. and Thompson III, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (Ed.) Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists. Memoir vol. 26: 63–81.
- Vera, J.A., 1994, Estratigrafía: Principios y métodos. Editorial Rueda, Madrid. 806 pp.
- Vistelius, A.B., 1949, On the question of the mechanism of formation of strata. Dokl. Akad Nauk. SSSR 65: 191-194.
- Walker, R.G. 1965. The origin and significance of the internal structures of turbidites. Proceedings of the Yorkshire Geological Society 35, 1–32.
- Wentworth, C.K, 1936, Discussion: The method of moments. J. Sedimentology Petrology 6: 158-159.
- Westphal, H. y Munnecke, A., 2003, Limestone–marl alternations—a warm-water phenomenon?: Geology, v. 31, p. 263–266.
- Wentworth, C. K, 1936, Discussion: The method of moments: J. Sedimentology. Petrology. 6: 158-159.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate facies in Geologic History: Berlin, Springer, 471 pp.

Apéndice



Apéndice 1. Clasificación de las rocas carbonatadas según Folk (1959, 1962).

Traducción por López-Doncel (2004).

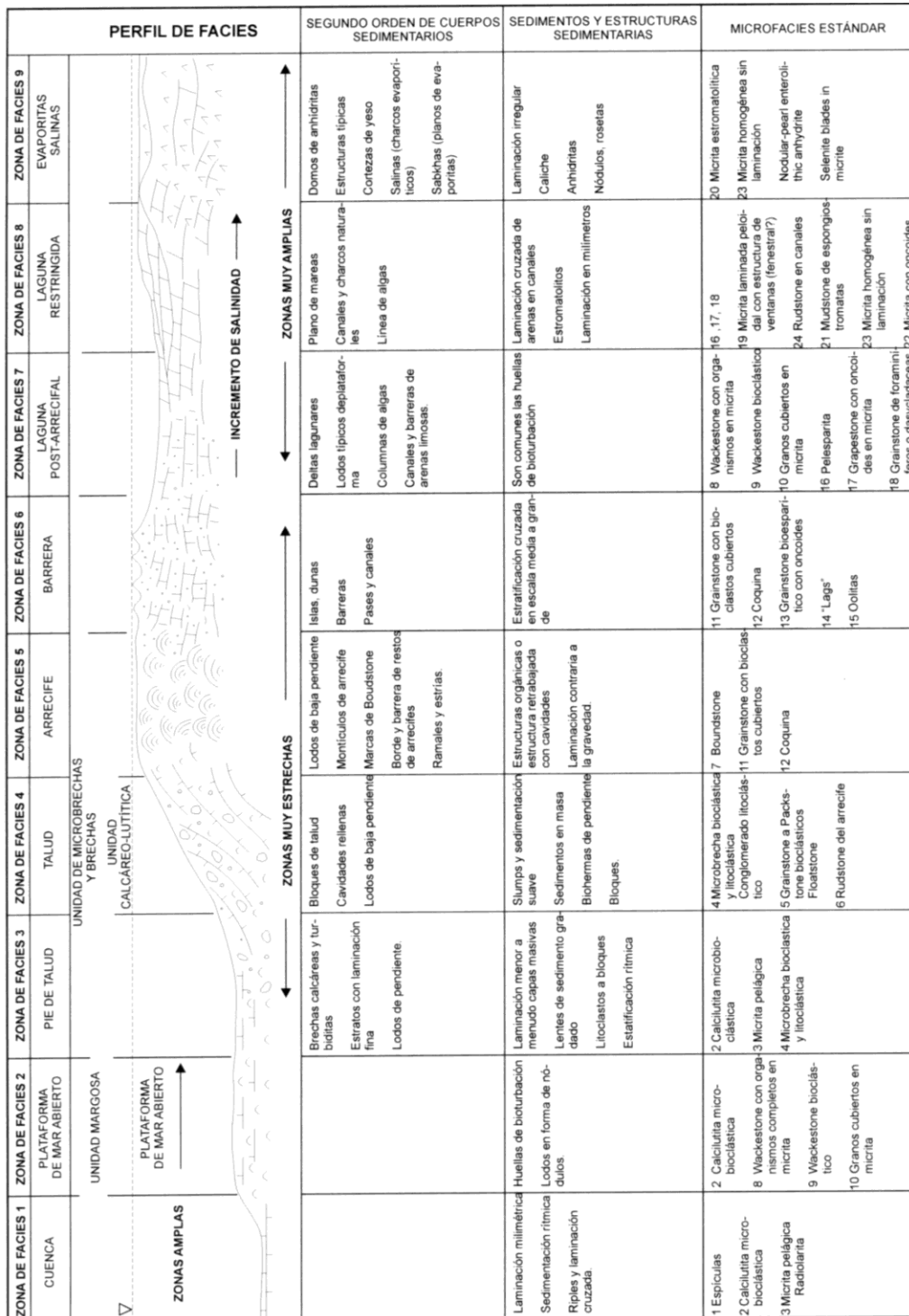
Escala Phi			Carbonatos
mm			
2048	-11	muy grandes	
		grandes	
1024	-10	medios	Bloques
		pequeños	
512	-9		
256	-8		
		grandes	
128	-7	pequeños	Cantos
64	-6		
		muy gruesos	
32	-5	gruesos	
16	-4	medios	Guijarros
8	-3	finos	
4	-2		Grava
2	-1		
		muy gruesa	
1	0	gruesa	
μm			
500	1	media	Arena
		fina	
250	2		
125	3	muy fina	
63	4		
		grueso	
32	5	medio	
16	6	fino	Limo
8	7	muy fino	
4	8		
		gruesa	
2	9	media	
1	10	fina	Arcilla
1/2	11	muy fina	
			Micrita

Apéndice 2. Escala de tamaño de grano de Wentworth-Udden (1936) y tamaño de grano basado en términos usados para diferenciar rocas carbonatadas Flügel (2004). Traducido por Rodríguez-Hernández (2009).

Componentes primarios sin relación organogénica durante la sedimentación (Calizas alóctonas)		Componentes primarios con relación organogénica durante la sedimentación (Calizas autóctonas)	
Menos del 10% de componentes >2 mm		Más del 10% de componentes >2 mm	
Con micrita (<0.03 mm)		Sin micrita	
Mud-supported		Grain-supported	
Menos del 10% de componentes (>0.03 mm <2 mm)	Más del 10% de componentes	Mud-supported	Grain-supported
Mudstone	Wackestone	Floatstone	Rudstone
	Packstone	Grainstone	
		Bafflestone	Bindstone
		Boundstones	
		Formador de construcciones (p.e. Corales)	Framestone
		Aglutinador de sedimentos (p.e. Algas)	
		Acumulador de sedimentos (p.e. Corales)	

Apéndice 3. Clasificación de carbonatos según Dunham (1962) modificado por Embry y Klovan (1972).

Traducido por López-Doncel (2004).



Apéndice 4 Diagrama para la clasificación de facies y microfacies propuestas por Wilson, (Modificado de Wilson, 1975). Traducción de López-Doncel (2004).

Apéndice 5. Petrográfica de láminas delgadas.

Descripción microscópica.

LÁMINA T01-002.

Roca compuesta por fragmentos del tamaño de la arena fina (0.051-0.125 mm), con cristales de angulosa-subredondeados de baja esfericidad, presentan una buena clasificación textural, porosidad casi nula una matriz un tanto arcillosa, sericitica y cementante calcítico.

Mineralogía.

Contiene cristales subhedrales con superficies lisas, cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa, el contenido mineralógico de cuarzo es de un 25% del total de la roca, 13% de minerales de la arcilla.

Los fragmentos de roca sedimentaria son de angulosos a subredondeados, con fragmentos de pedernal del tamaño de arena fina a media, ocupando un 10% del total de la roca.

Fragmentos líticos sedimentarios recubiertos por calcita posiblemente calcíferas y algunos bioclastos, ocupando un 15 % de tamaño de arena fina.

Presencia de hojuelas detríticas de mica biotita, ocupando un 2% del total de la muestra.

De forma general los fragmentos están asociados todos entre sí, con abundante cementante y matriz arcillosa, que ha sufrido alteración a sericita y un cementante de carbonatos los cuales se encuentran rellenando huecos intergranulares, y remplazando algunos de los constituyentes de la roca. De acuerdo con la clasificación según Pettijohn (1975) por el contenido de matriz se clasifica como una grauwaca.

Lámina T02-008(3).

Descripción microscópica. La roca está compuesta por fragmentos del tamaño de arena muy fina, bien clasificada con cristales de angulosos a subredondeados de

cuarzo monocristalino, cuarzos policristalino, feldespatos sódico-cálcicos, y micas biotita.

El cementante está compuesto por carbonatos (calcita), sílice micro a criptocristalino y minerales de la arcilla. Abundante cementante calcítico de 35% seguido de una matriz arcillosa, conformada por minerales de la arcilla con cierta alteración hacia sericita, ocupando un 10% del total de la muestra y 5 % de matriz silícica.

El porcentaje de cristales subhedrales de tamaño 0.1-0.175 mm, de cuarzo monocristalino corresponde al 25% del total de la lámina.

Líticos sedimentarios en un 15 % fragmentos de forma angulosos a subredondeados, del tamaño de arena fina fragmentos de lutitas.

El porcentaje de feldespatos es de 2%, cristales subhedrales de color gris claro de tamaño de arena fina 0.02 mm, los cristales se encuentran muy alterados.

El porcentaje de plagioclasas es de un 1% del total de la roca, la forma de los cristales es alargada y presenta maclas de tipo Carlsbad (albita).

Minerales diagenéticos.

2% de cristales de glauconita de forma subangulosa de tamaño de la arena fina, su fácil identificación es con luz polarizada, pues presenta una coloración que va de un verde hasta tonalidades azuladas, presenta una birrefringencia moderada. Este mineral representa información importante del medio sedimentario pues indica zonas de máxima inundación.

Diseminación de óxidos de hierro en un 5%.

Clasificación. Grauwaca.

Lámina T11-64 (1).

Roca compuesta por una cementante preferentemente de calcita con parches poiquiliticos cementados en un 30%, con un 10% de matriz arcillosa con diseminación de óxidos de hierro, la muestra se encuentra bien clasificada con un grado de madurez textural inmadura, algunos de los cristales se encuentran flotando sobre la matriz con una porosidad media.

Mineralogía.

Se compone principalmente de abundante matriz seguido de cuarzos monocristalinos cristales subhedrales de tamaño de arena fina (0.125 mm), en un 20% con un contenido de fragmentos líticos sedimentarios, fragmentos de pedernal de forma subhedral y algunos bioclastos conformando un 30% del total de la roca.

5% de cristales de cuarzo policristalino de origen metamórfico, el contacto entre los granos es de tipo cóncavo-convexo.

1% de fragmentos de plagioclasas.

3% de fragmentos de feldespatos cristales de microclina de tamaño de arena fina.

1% de glauconita diseminada buen indicador de ambientes deposicionales marinos.

Clasificación. Grauwaca.

Lámina T11-64(2).

Roca constituida por cuarzos monocristalinos, cuarzos policristalino, fragmentos de pedernal, feldespatos del tamaño de la arena fina, el cementante está constituido por minerales de la arcilla, carbonatos que se encuentran rellenando los espacios entre los granos, sílice de segregación el cual se encuentra en forma de sobrecrecimiento de los granos detríticos, y algo de diseminación de óxidos de hierro.

Con mayor abundancia en cemento conformado por carbonato, en un 40% del total de la roca.

20% de matriz arcillosa.

30% de cristales de cuarzo Monocristalino de tamaño de la arena fina (80.05-0.1mm).

5% de cristales de cuarzo policristalino de posible origen metamórfico, de forma subangulosa a subredondeada de tamaño de arena fina-arena media.

2% de cristales de feldespato algunos de ellos muy alterados.

3% de fragmentos de pedernal de forma subangulosa.

5% de óxidos de hierro.

Clasificación. Grauwaca.

Lámina T13-75 (2).

Roca clástica conformada por cementante de calcita y sericita, abundancia mayor en cemento calcita en un 34% del total de la roca, seguido de un 10% de matriz arcillosa, con 20% de cristales de cuarzo monocristalino de forma subhedral y de tamaño de la arena fina, 5% de cristales de cuarzo policristalino.

Fragmentos de rocas pedernal de forma subangulosa a redondeada, en un 10% y 2% de fragmentos líticos sedimentarios micritizados, abundantes bioclastos compuestos de calcisferas, globotruncanas, espículas de esponja recubiertos por un cementante esparítico, en general la muestra presenta una buena selección y una madurez textura inmadura, de acuerdo con los altos porcentajes de matriz y cementante se clasifica dentro las grauwacas ricas en líticos.

Lámina T15-101 M.

Roca clástica compuesta por cristales de cuarzo, líticos sedimentarios pedernal, bioclastos, feldespatos, óxidos, plagioclasas el contacto entre los granos es de tipo

flotante sobre la matriz de arcilla y cemento calcáreo una madurez textural de tipo inmadura.

El contenido en cementante calcáreo es de 40%, con un 10% de matriz micritica y 2% de matriz sericitica.

Fragmentos de cuarzo monocristalino con extinción ondulante, de forma suhedral de tamaño de arena fina (0.05-0.25 mm).

1% de plagioclasas con presencia de maclas de tipo Carlsbad del tamaño de la arena fina (0.1 mm).

20% de fragmentos líticos sedimentarios micritizados y algunos fragmentos de bioclastos bivalvos, calcisferas y foraminíferos plantónicos.

11% Fragmentos de pedernal pequeños microcristales en su interior, soportados en una matriz de sílice fragmentos del tamaño de arena fina (0.125 mm).

Poco contenido o casi nada de cuarzos policristalinos un 1% del total de la roca.

Clasificación. Grauwaca lítica.

Lámina T15-102.

Roca clástica compuesta por una matriz sericitica en un 15% y 40% de cementante calcítico, en conjunto con cuarzos monocristalinos y líticos sedimentarios (bioclastos).

En mayor abundancia se encuentra el cemento esparítico, seguido de cristales subhedrales con extinción ondulante, del tamaño de la arena fina (0.05-0.25 mm) de cuarzo monocristalino en un 18%.

2% de cuarzos policristalinos.

30% de líticos sedimentarios de forma subangulosa a redondeada, fragmentos de lutita y bioclastos recubiertos de esparita (calcisferas, espículas de esponja, foraminíferos plantónicos de tamaño de arena media- arena gruesa (0.375-0.75 mm) la roca es texturalmente inmadura, la selección está conformada por dos tipos en la mitad de la lámina superior presenta una mala selección mientras que en la parte inferior presenta buena selección.

Lámina T16-69.

Roca clástica compuesta por cemento de esparita, cuarzo Monocristalino, policristalino, feldespato, mica biotita fragmentos de pedernal.

Cemento esparítico 30% abundancia en mica biotita de forma laminar ocupando un 15% del total de la lámina, matriz arcillosa ocupando un 15%, 20% de cuarzo monocristalino, 2% de cristales diseminados de glauconita, poco contenido en feldespatos (microclina) en un 3%.

Fragmentos de plagioclasa 2%.

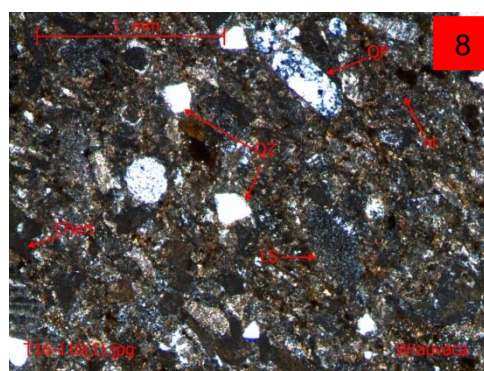
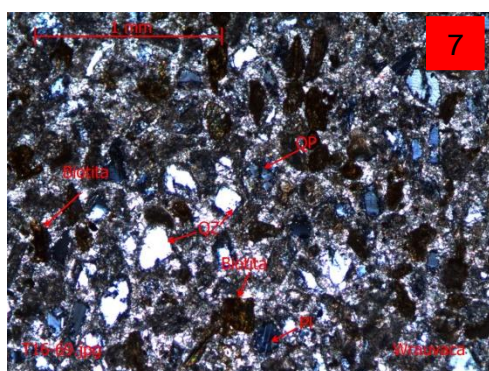
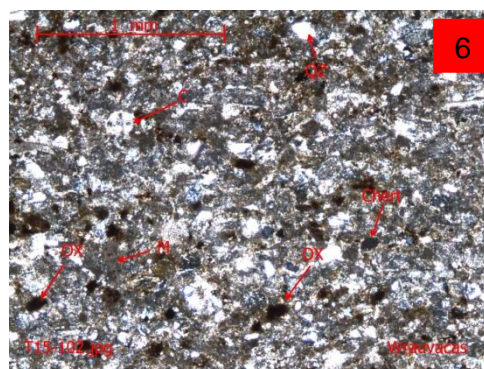
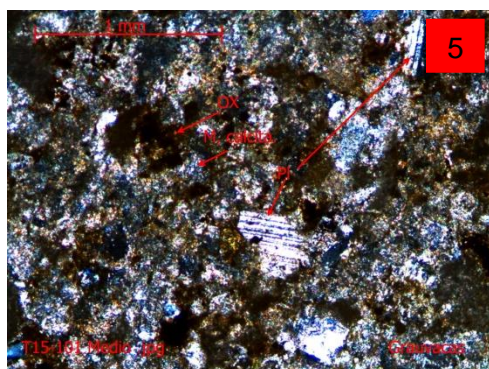
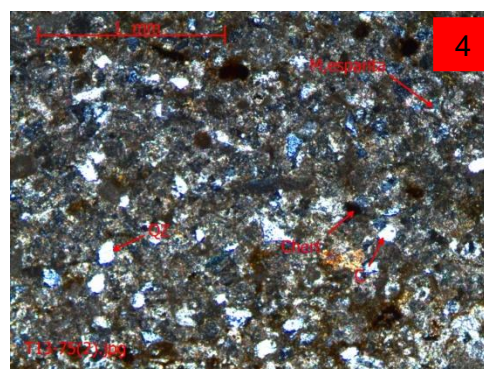
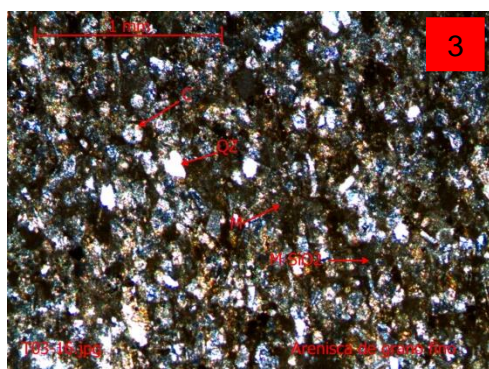
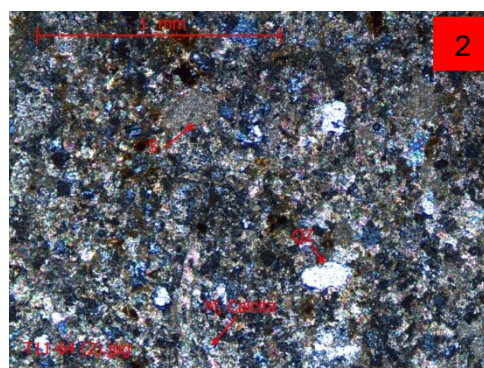
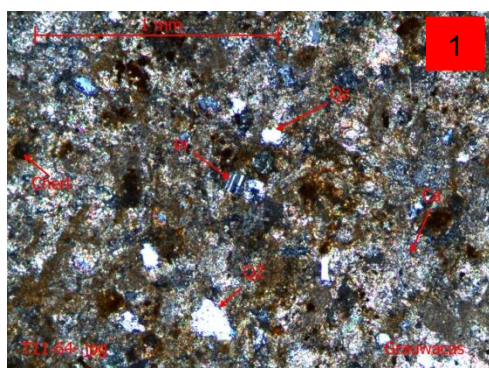
Clasificación. Grauvaca.

Lámina T16-110.

Roca clástica compuesta por una matriz esparítica en un 20%, 8% de matriz arcillosa, un porcentaje de 25% de cuarzo monocristalino de forma subhedral, de tamaño de la arena fina (0.075-0.25 mm) y de extinción ondulante, 2% de cuarzos policristalinos. Abundancia en líticos sedimentarios compuestos por fragmentos de bioclastos, recubiertos de un cementante esparítico, los clastos son de forma subangulosa a redondeada en un 30%, fragmentos de lutitas conformados por micrita 10%, de forma general la muestra presenta una buena selección madurez textural inmadura de acuerdo con la clasificación corresponde a una grauvaca lítica.

Apéndice 6

Fotomicrografías de areniscas calcáreas.



Grados libertad	Probabilidad de distribución.				
	0,1	0,05	0,025	0,01	0,005
1	2,71	3,84	5,02	6,63	7,88
2	4,61	5,99	7,38	9,21	10,60
3	6,25	7,81	9,35	11,34	12,84
4	7,78	9,49	11,14	13,28	14,86
5	9,24	11,07	12,83	15,09	16,75
6	10,64	12,59	14,45	16,81	18,55
7	12,02	14,07	16,01	18,48	20,28
8	13,36	15,51	17,53	20,09	21,95
9	14,68	16,92	19,02	21,67	23,59
10	15,99	18,31	20,48	23,21	25,19
11	17,28	19,68	21,92	24,73	26,76
12	18,55	21,03	23,34	26,22	28,30
13	19,81	22,36	24,74	27,69	29,82
14	21,06	23,68	26,12	29,14	31,32
15	22,31	25,00	27,49	30,58	32,80
16	23,54	26,30	28,85	32,00	34,27
17	24,77	27,59	30,19	33,41	35,72
18	25,99	28,87	31,53	34,81	37,16
19	27,20	30,14	32,85	36,19	38,58
20	28,41	31,41	34,17	37,57	40,00
21	29,62	32,67	35,48	38,93	41,40
22	30,81	33,92	36,78	40,29	42,80
23	32,01	35,17	38,08	41,64	44,18
24	33,20	36,42	39,36	42,98	45,56
25	34,38	37,65	40,65	44,31	46,93
26	35,56	38,89	41,92	45,64	48,29
27	36,74	40,11	43,19	46,96	49,65
28	37,92	41,34	44,46	48,28	50,99
29	39,09	42,56	45,72	49,59	52,34
30	40,26	43,77	46,98	50,89	53,67
40	51,81	55,76	59,34	63,69	66,77
50	63,17	67,50	71,42	76,15	79,49
60	74,40	79,08	83,30	88,38	91,95
70	85,53	90,53	95,02	100,43	104,21
80	96,58	101,88	106,63	112,33	116,32
90	107,57	113,15	118,14	124,12	128,30
100	118,50	124,34	129,56	135,81	140,17

Apéndice 7. Tabla de distribución Chi X².