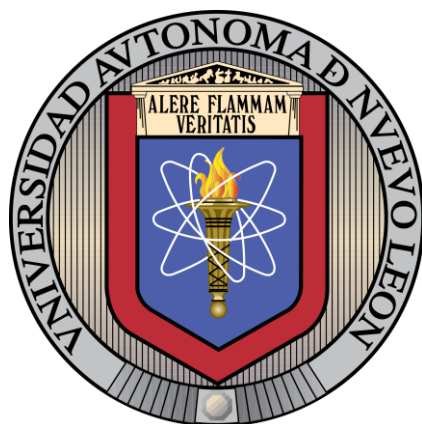


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**CARACTERIZACIÓN DE LAS SUCESIONES ARENO-
CONGLOMERÁTICAS DEL EOCENO EN LA REGIÓN DE LAS
CHOAPAS, VERACRUZ**

Por

JESÚS MARGIL CORONADO GONZÁLEZ

Como requisito parcial para optar al grado académico de
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Abril 2019



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN®



La tesis

**CARACTERIZACIÓN DE LAS SUCESIONES ARENO-
CONGLOMERÁTICAS DEL EOCENO EN LA REGIÓN DE LAS
CHOAPAS, VERACRUZ**

Elaborada por

JESÚS MARGIL CORONADO GONZÁLEZ

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de:

Maestro en Ciencias Geológicas

Vo. Bo.

Dra. Elena Centeno-García

Directora de titulación

Linares, Nuevo León

Abril 2019



La tesis

**CARACTERIZACIÓN DE LAS SUCESIONES ARENO-
CONGLOMERÁTICAS DEL EOCENO EN LA REGIÓN DE LAS
CHOAPAS, VERACRUZ**

Elaborada por
JESÚS MARGIL CORONADO GONZÁLEZ

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de:

Maestro en Ciencias Geológicas

Vo. Bo.

Dra. Elena Centeno-García

Dr. Fernando Velasco-Tapia

Dr. Gabriel Chávez-Cabello

Linares, Nuevo León

Abril 2019

Agradecimientos

Quiero agradecer a Dios, por estar conmigo en todo momento.

A mis padres Maricela y Demetrio, que no se dieron por vencidos, y que cuando veían que me estaba desmoronando me ayudaban a levantarme de nuevo. Gracias por dar todo de ustedes, por siempre alentarme a ser más, a crecer y formar nuevas experiencias, aunque eso implicara irme lejos de ellos.

A mi hermana Deissy, por ser la guerrera que ha luchado a mi lado cada batalla que se nos ha puesto en frente, por ser tan fuerte y darme de esa fortaleza a mí.

A mis abuelos Pascual Coronado (†) y Marina Cano (†), que siempre oraron porque yo estuviera bien en donde anduviera, que se preocupaban por saber cómo me iba a pesar de no saber muy bien siquiera que andaba haciendo. Se adelantaron en este corto viaje que llamamos vida, pero yo sé bien que no hay nadie más orgulloso que ellos por ver en lo que me he convertido.

A los tíos que siempre estuvieron al tanto de cómo me iba y se interesaron por aprender un poco de lo que andaba haciendo.

A la Dra. Elena, por considerarme para este gran proyecto y tenerme fe sin conocerme. Por enseñarme tantas cosas, por darme un hogar cuando más lo necesite, por ese apoyo incondicional que hasta la fecha me dio, por la confianza depositada, por esas caminatas nocturnas, por esas tardes de clases en casa, por siempre acompañarme a campo a pesar de sus ocupaciones, por abrirme su mundo y permitirme ser parte de él. Le agradezco demasiado todo lo que ha hecho por mí.

A la Dra. Yolanda, por guiarme por el camino que tomé, por siempre estar para mí cuando llegué a necesitarlo, por regañarme cuando sabía que estaba mal en algo, por escucharme y preocuparse por saber lo que me sucedía, por siempre estar aconsejándome lo mejor para mí, por llegar a tratarme como otro de sus hijos en la escuela, por esas tardes de revisiones de trabajos y pláticas largas. Mil gracias por dar todo de usted hacía mí.

Al Dr. Fernando, por esos extensos y exhaustivos días de trabajo en su oficina y en casa, por ayudarme a tomar decisiones desde el principio de este posgrado, por darme sus opiniones y consejos, por esos golpes y regaños que me ayudaron a forjar quien soy a lo largo de este camino, por escucharme y estar ahí para mí, por enseñarme tanto para que todo lo que hiciera fuera lo mejor posible, por esas tardes de comidas y platicas amenas. Muchas gracias Dr.

Al Dr. Gabriel, por sus consejos en mis trabajos, sus sugerencias en mis mapas y sus comentarios en esta tesis, también por esos largos días de debates sobre Tectonoestratigrafía de México que fueron de gran ayuda para la realización de este trabajo.

A los profesores de la Facultad Ciencias de la Tierra: al Dr. Javier Aguilar, al Dr. Juan Alonso, al Dr. Carlos Montalvo, al Dr. Carlos Aguilar, al Dr. Uwe Jenchen. Gracias a todos por sus consejos y sus conocimientos.

A los investigadores del Instituto de Geología: al Dr. Grajales-Nishimura, al Dr. Silva-Romo (Facultad de Ingeniería), al Dr. Miche, al M.C. Campos-Madriral, a la Dra. Mendoza-Rosales (Facultad de Ingeniería), a la Dra. Colás-Ginés, a la Dra. Macías-Romo, al Dr. Thierry Calmus (ERNO); muchas gracias por su confianza. Al personal del instituto: a Hilda, Lupita, Patty y la M.C. Ángeles por siempre facilitarme las cosas y ayudarme en todo lo que pudieran, a Santiago Avilés y el Quim. Rufino por sus enseñanzas en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X.

A los investigadores del Instituto de Geofísica: al Dr. Augusto Rodríguez y a la Dra. Lupita Dávalos (Facultad de Ciencias) por siempre darse un tiempo de explicarme un poco más sobre petrografía, por sus consejos y su amistad, muchas gracias profes.

A los investigadores del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, a la M.C. Gabriela Solís, al Ing. Teodoro Hernández y al Dr. Peter Schaaf, por sus enseñanzas dentro y fuera del laboratorio.

A mis amigos linarenses: Marissa, Vanessa, Natanael, Brenda, Carlos, Dante, Leny, Maury, Desiree, Jovany, Karen, Murillo, José Juan, Miriam, Mayra, Prix, Alondra, Anna, Luis, Samantha, Diana, Marycruz. Que no todos somos linarenses, pero se puede decir que ya tenemos la ciudadanía de Linares, ¡Mil gracias cabrones!

A mis amigos y compañeros de la Ciudad de México: Lalo (†), Emiliano, Marycruz, Paola, Marlene, Saul, Sandra, Ray y Jess.

A Fanny Cazares y Miguel Cazares por abrirme las puertas de su hogar y tratarme como uno más de la familia.

A toda la gente de Cerro Pelón.

Y un agradecimiento especial al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca otorgada durante el curso de mi posgrado; y al proyecto PAPIIT IV100516 “Caracterización del sistema petrolero de las cuencas del Sureste de México a partir de su análogo en Cerro Pelón, Las Choapas, Veracruz” de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por el financiamiento otorgado para la realización de ésta investigación.

¡Gracias a todos por tanto!

Dedicatoria

A mi hermano Magdiel.

A mis abuelos Pascual y Marina.

Y a mi gran amigo Lalo.

Sé bien que están orgullosos de mí desde donde quiera que estén.

Los extrañare por toda la eternidad.

Las buenas personas están hechas de acero inolvidable.

Contenido

	Pág.
Lista de figuras	iii
Lista de tablas	viii
Resumen	ix
1. Introducción	1
1.1. Generalidades	1
1.2. Objetivo	3
1.3. Hipótesis de trabajo	3
1.4. Localización del área de estudio	3
1.5. Antecedentes	4
2. Marco Regional Geológico	7
2.1. Evolución tectónica del Sur-Sureste de México	7
2.1.1. Apertura del Golfo de México	7
2.1.2. Macizo de Chiapas	10
2.1.3. El Bloque Chortis y la Falla Polochic-Motagua	14
2.1.4. Cuencas Petroleras del Sureste de México y estratigrafía cenozoica de la zona de estudio	17
3. Metodología	21
3.1. Análisis bibliográfico	21
3.2. Cartografía geológica	21
3.3. Medición de columnas	22
3.4. Petrografía	22
3.5. Análisis bioestratigráfico	22
3.6. Geoquímica	23
4. Bioestratigrafía	25

5. Asociaciones de facies y ambientes de depósito	29
5.1. Facies y asociaciones de facies	29
6. Petrografía	42
6.1. Abreviaciones de minerales	42
6.2. Petrografía de clastos	43
6.3. Petrografía de areniscas	52
7. Geoquímica	53
7.1. Clasificación geoquímica	53
7.2. Diagramas de lantánidos y multi-elementos normalizados	54
7.3. Diagramas de discriminación	59
7.4. Comparación con probables rocas fuente	61
8. Discusión	65
9. Conclusiones	73
Bibliografía	75
ANEXO	90

Lista de figuras

	Pág.
Fig. 1.1	4
Localización de la región de Cerro Pelón y principales terrenos tectonoestratigráficos (modificado de Centeno-García, 2017). El área de estudio se encuentra situada a aproximadamente 100 km al SE de Coatzacoalcos, Veracruz.	
Fig. 1.2	6
Mapa geológico regional del área de Cerro Pelón. En recuadro rojo se observa el área de estudio y las secciones donde se midieron columnas estratigráficas (A-A', B-B' y C-C').	
Fig. 2.1	8
Reconstrucción paleogeográfica de México para el Triásico Tardío al Jurásico Temprano (Centeno-García 2017).	
Fig. 2.2	9
Reconstrucciones paleogeográficas propuestas por diferentes autores para la apertura del Golfo de México (Mendoza-Rosales et al., 2010). MSM: Megacizalla Mojave-Sonora, BF: Falla La Babia, OCB: Límite de la corteza oceánica, SMF: Falla San Marcos, TMV: Cinturón Volcánico Mexicano, WMT: Transformante Principal del Oeste, TT: Transformante Tehuantepec, YP: Estructura paralela Yucatán, TGLC: Tamaulipas-Golden Line-Chiapas.	
Fig. 2.3	11
Reconstrucción tectónica de México durante el Barremiano. CC= Corteza continental; NOAM= Placa de Norteamérica (Mendoza-Rosales et al., 2010).	
Fig. 2.4	12
Mapa geológico del sureste de México en donde se aprecia el Macizo de Chiapas (Batolito de Chiapas), Sierra de Chiapas delimitada con línea punteada color naranja (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).	
Fig. 2.5	13
Imagen satelital de <i>Google Earth</i> . Se muestran los principales sistemas de fallas de la región de Chiapas. TMFS= Sistema de Fallas Tuxtla-Malpasó. Datos estructurales tomados de Witt et al (2012a; 2012b).	
Fig. 2.6	15
(a) Mapa simplificado de la posible migración del Bloque Chortis (Ferrari et al., 2014; Silva-Romo et al., 2018). (b) Trayectoria del bloque Chortis de acuerdo con el modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005) (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).	
Fig. 2.7	16
Paleogeografía y tectónica de Centroamérica durante el Eoceno medio-Mioceno temprano (Morán-Zenteno, 2009).	
Fig. 2.8	18
Localización y distribución de las Cuencas Petroleras del Sureste de México. Se aprecia como las cuencas se extienden desde el continente hasta el mar (CNH, 2014).	

Fig. 2.9	Sección estructural de la Provincia Pilar Reforma-Akal (Cruz et al., 2010).	19
Fig. 4.1	Afloramientos de lutita y limolita de los cuales se obtuvieron muestras para el análisis bioestratigráfico.	
Fig. 4.2	Microfauna planctónica presente en Cerro Pelón. (a) <i>Hantkenina alabamensis</i> , lado lateral, Eoceno Superior, (b) <i>Globigerinatheka mexicana</i> , lado dorsal, Eoceno Medio, y (c) <i>Globigerina angiporoides</i> , lado umbilical, Eoceno Medio.	26
Fig. 4.3	Microfauna bentónica presente en Cerro Pelón. (a) <i>Anomalinoidea semicribatus</i> , lado dorsal, Batial medio/inferior, (b) <i>Ammodiscus latus</i> , lado dorsal, batial inferior.	28
Fig. 4.4	Niveles paleobatimétricos, asociaciones faunísticas de foraminíferos bentónicos (FB) y proporción de foraminíferos planctónicos (FP).	28
Fig. 5.1	Mapa local del área de estudio. Se muestran las principales fallas que afloran en la zona y los datos de las muestras tomadas (tabla de muestras en anexo).	30
Fig. 5.2	Afloramiento de conglomerado, con intercalaciones de texturas matriz-soportada y clasto-soportada (Facies A1).	31
Fig. 5.3	Conglomerado de grano tamaño grava, con textura clasto-soportada. Se aprecian las diferentes litologías presentes y el variado tamaño de clasto (Facies A2).	33
Fig. 5.4	Diagramas de conteo de clastos en los conglomerados. (a) Se observa que la composición principal de los afloramientos es ígnea. (b) Mientras que en un diagrama de rocas ígneas se aprecia mayor proporción de rocas máficas.	35
Fig. 5.5	Afloramiento de arenisca gravosa, en el que se aprecian los granos, blanco lechoso, de cuarzo (Facies B1).	36
Fig. 5.6	Estrato de arenisca, de grano grueso, intemperizado.	37
Fig. 5.7	Afloramiento en el que se observa parte de la serie turbidítica de Bouma (Facies B3).	38
Fig. 5.8	Asociación de facies C. Originada en los lóbulos del abanico submarino, se observa la intercalación de arcillas (parte superior) y arenisca de grano fino con laminación (parte inferior).	39
Fig. 5.9	Facies C2: intercalaciones de lutita y arenisca. Se aprecia un fallamiento que corta un estrato de arenisca.	40

Fig. 6.1	Microfotografía de la lámina C29. Se observa la textura reticulada, presente en serpentinas, y alrededor minerales ferromagnesianos	43
Fig. 6.2	Microfotografía de la lámina C22. Se observa una matriz cristalina fina, rodeada de fenocristales de plagioclasa y nefelina alterados.	43
Fig. 6.3	Microfotografía de la lámina C2. Cristal de ortopiroxeno con forma prismática y alto grado de fracturamiento, rodeado de plagioclasas.	44
Fig. 6.4	Microfotografía de la lámina C4. Cristal de olivino con color de interferencia de 2do grado.	45
Fig. 6.5	Microfotografía de la lámina C9. Se observan cristales de plagioclasa rodeados de fracturas rellenas de carbonatos.	46
Fig. 6.6	Microfotografía de la lámina C10. Cristales de plagioclasa con inclusiones de piroxenos.	47
Fig. 6.7	Microfotografía de la lámina C17. Se observan cristales de plagioclasas, serpentina y de epidota con colores de interferencia altos. La muestra presenta también una alteración por intemperismo.	47
Fig. 6.8	Microfotografías de la lámina C7. (a) Textura peritítica. (b) Textura antiperitítica: cristales de feldespato K con lamelas de plagioclasa	48
Fig. 6.9	Microfotografía de la lámina C25. Se aprecian cristales de cuarzo rodeando un cristal de plagioclasa, que presenta un alto grado de alteración.	49
Fig. 6.10	Microfotografía de la lámina C27. Se aprecia un cristal de sericita en el centro de la lámina, rodeado de cristales de feldespato K y plagioclasa, con un relleno, posiblemente de arcilla, entre ellos.	50
Fig. 6.11	Microfotografía de la lámina C28. En el centro de la imagen se observa una clorita de color azul, rodeada de cristales de plagioclasa y feldespato potásico, estos últimos, crecimiento de sericita secundaria.	50
Fig. 6.12	Microfotografías de diferentes láminas de arenisca de la zona de estudio. Se aprecian los diferentes tamaños de grano, la variada composición y sus contactos.	52
Fig. 7.1	Diagrama para clasificación de rocas volcánicas Zr/Ti vs Nb/Y. Muestra UM: ultramáfica, MV: máfica volcánica, MP: máfica plutónica y FP: félsica plutónica (Winchester y Floyd, 1977).	53
Fig. 7.2	Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrita de las litologías ultramáficas de Las Choapas. HZA= Hazburguita abisal, HZM= Harzburguita	56

de cuña del manto, HZS= Hazburguita de subducción, DNA= Dunita abisal, DNM= Dunita de cuña del manto y DNS= Dunita de subducción (Deschamps et al., 2013). Los valores reportados a un lado de la muestra son el contenido de %SiO₂ y %MgO.

Fig. 7.3	Diagrama de multi-elementos normalizado a manto primitivo para la roca ultramáfica de Las Choapas, HZS= Harzburguita de subducción, DNA= Dunita abisal. Los valores reportados a un lado de la muestra son el contenido de %SiO ₂ y %MgO.	56
Fig. 7.4	Diagramas de (a) Tierras Raras normalizado a condrita y (b) multi-elementos normalizado a manto primitivo para los gabros (C2, C4, C9, C10 y C17) de Las Choapas. Valores para normalización a condrita (Nakamura, 1974; Haskin et al., 1968) y de normalización para MPr (Wood et al., 1979; McDonough et al., 1992).	57
Fig. 7.5	Diagramas de (a) Tierras Raras normalizado a condrita y (b) multi-elementos normalizado a manto primitivo para la muestra de basalto (C22) de las Choapas. Valores para normalización a condrita (Nakamura, 1974; Haskin et al., 1968) y de normalización para MPr (Wood et al., 1979; McDonough et al., 1992).	57
Fig. 7.6	Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrita para las rocas intermedias y félsicas de Las Choapas. Valores para normalización a condrita (Nakamura, 1974; Haskin et al., 1968).	58
Fig. 7.7	Diagrama de multi-elementos normalizado a manto primitivo para las rocas intermedias y félsicas de Las Choapas. Valores de normalización para MPr (Wood et al., 1979; McDonough et al., 1992).	58
Fig. 7.8	Diagramas de discriminación tectónica para las rocas máficas de Las Choapas. (a) Diagrama Ti/1000 vs V (Shervais, 1982). (b) Diagrama Zr vs Ti/100 vs Y*3 (Pearce y Cann, 1973).	59
Fig. 7.9	Diagramas binarios construidos usando parámetros de manto-sensitivo y slab-sensitivo para las rocas máficas (gabro y basalto: MP y MV).	60
Fig. 7.10	Diagramas de discriminación tectónica para las rocas intermedias y félsicas de Las Choapas. Se aprecia una afinidad de arco volcánico (a y b: Pearce et al. 1984).	60
Fig. 7.11	Diagramas de discriminación para granitos. (a) Diagrama de composiciones moleculares metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas en granitos (Shand, 1947); (b) diagrama de discriminación tectónica para granitos tipo A y granitos de colisión; (c) diagrama de discriminación para granitos cálcicos y alcalinos	61

(Frost et al., 2001) y (c) diagrama de maduración de arco para rocas graníticas (Brown et al., 1984).

- Fig. 7.12 Diagramas de Tierras Raras de los clastos del conglomerado estudiado, comparándose con los patrones de REE de posibles rocas fuentes de otras áreas (zona sombreada de color). (a) Macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002). (b) Macizo de Chiapas (Weber et al., 2005). (c) Falla Polochic-Motagua (Ortega-Obregón et al., 2008) 62
- Fig. 7.13 Diagramas de relaciones $147\text{Sm}/144\text{Nd}$ vs $143\text{Nd}/144\text{Nd}$. (a) Diagrama de las muestras estudiadas de Cerro Pelón. (b) Diagrama de muestras de posibles áreas fuente de los clastos de Cerro Pelón. 64
- Fig. 8.1 Modelo paleoambiental en el cual probablemente se depositaron las sucesiones areno-conglomeráticas en Cerro Pelón durante el Eoceno. 66
- Fig. 8.2 Abanico submarino (Walker, 1978). Se muestran las distintas partes del sistema en donde fueron depositadas las sucesiones areno-conglomeráticas del Eoceno en Cerro Pelón. Cg: conglomerado, Ar: Arenisca y Li: limo. 68
- Fig. 8.3 Reconstrucción paleogeográfica para el Eoceno Temprano. Se observan las posibles áreas fuente de los sedimentos depositados para el Eoceno en Cerro Pelón (cuadro negro). SFPM= Sistema de Fallas Polochic-Motagua (Pindell et al., 2006; Ratschbacher et al., 2009; Abdullin et al., 2016). 71
- Fig. 8.4 Reconstrucción paleogeográfica para el Eoceno Medio. Zona de estudio marcada en cuadro color negro (Pindell, 1993). 72

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 4.1 Edad, paleobatimetría, biocronomarcadores y asociaciones paleobatimétricas de cada una de las muestras sujetas a análisis.	27
Tabla 5.1 Conteo de clastos y porcentaje en conglomerados (Cgg y Cgm).	33
Tabla 7.1 Tabla de composiciones químicas. Elementos mayores (% peso) y traza (ppm) de los clastos ígneos y metamórficos incluidos en los conglomerados del Eoceno en Las Choapas, Veracruz.	55
Tabla 7.2 Relaciones isotópicas de las muestras sujetas a estudio de la región de Cerro Pelón.	63

Resumen

Estudio de una porción de la columna estratigráfica del Cenozoico en la región de Las Choapas, Veracruz, correspondiente al Eoceno. Esta sucesión consiste en una serie de facies que se intercalan entre sí, compuestas principalmente por lutita, limolita, arenisca y conglomerado, depositados en un ambiente marino.

Resalta en la columna estratigráfica un paquete de aproximadamente 100 m de conglomerado, arenisca conglomerática y arenisca gravosa. Las facies sobre y debajo de la sucesión conglomerática son similares, se observa lutita, limolita y arenisca. También se encuentran diferentes tipos de estructuras sedimentarias en la columna, tales como, gradación normal, rizaduras, laminación plano-paralela y cruzada.

El conglomerado está constituido por clastos que varían de tamaño desde guijarro a bloque, de composiciones ígneas, metamórficas y sedimentarias. Los fragmentos ígneos provienen de gabros y granitos. Se observan bloques de caliza arrecifal y lutita, que por sus texturas y bordes se sugiere que son intraclastos. El conglomerado tiene partes con textura clasto-soportada y otras con matriz-soportada; con gradación normal.

La geoquímica realizada en los clastos del conglomerado muestra sus diferentes afinidades tectónicas, siendo las principales de arco volcánico y piso oceánico (MORB, IAT). Con el estudio de la petrografía de los fragmentos, así como la geoquímica, se corroboró las litologías presentes en el conglomerado. Con la geoquímica de isotopos de Sm/Nd se obtuvieron las relaciones isotópicas, edades modelo y ϵ Nd, para así poder ser correlacionados con datos de posibles áreas fuente.

Rocas con composiciones similares a las identificadas en el presente trabajo han sido descritas en el Macizo de Chiapas y el Complejo Guichicovi, en el Bloque Maya; y en complejos exhumados por el Sistema de Fallas Polochic-Motagua, en el Bloque Chortis.

Abstract

Study of a portion of the Cenozoic stratigraphic column in the region of Las Choapas, Veracruz, corresponding to the Eocene. This succession consists of a series of facies that intercalate with each other, composed mainly of shale, siltstone, sandstone and conglomerate, deposited in a marine environment.

Highlight, in the stratigraphic column, a package of approximately 100 m of conglomerate, conglomeratic sandstone and gravelly sandstone. The facies above and below the conglomeratic succession are similar; shale, siltstone and sandstone are observed. There are also different types of sedimentary structures in the column, such as normal gradation, ripples, flat-parallel lamination and cross-lamination.

The conglomerate consists of clasts, from pebble to block, of igneous, metamorphic and sedimentary rocks, mainly of igneous fragments, such as gabbro and granite. There are blocks of shelf-limestone and shale, which due to their textures and edges suggest that they are

intraclasts. The conglomerate has parts with a clast-supported texture and others with matrix-supported; with normal gradation.

The geochemistry carried out in the clasts of the conglomerate shows its different tectonic affinities, being the main ones of volcanic arc and ocean floor (MORB, IAT). With the petrography of the fragments, as well as the geochemistry, the lithologies present in the conglomerate were corroborated. With the isotope geochemistry of Sm/Nd, the isotopic ratios, model ages and Nd epsilon were obtained, in order to be correlated with data of possible source areas.

Rocks with compositions similar to those identified in this work have been described in the Chiapas Massif and the Guichicovi Complex, in the Maya Block; and in complexes exhumed by the Polochic-Motagua Fault System, in Chortis Block.

Introducción

1.1. Generalidades

La Corteza Continental (CC; Arndt, 2015) es aquella porción de la corteza terrestre constituida principalmente por rocas silíceas de baja densidad (granitoides). Ésta representa un tercio de la corteza total y corresponde a la parte superior de las zonas continentales. Su espesor varía de ≤ 10 km en zonas de rift hasta ~ 80 km en cordilleras orogénicas. La CC comprende desde largos continentes hasta pequeñas islas, cubriendo ~ 41.2 % de la superficie terrestre (Yanagi, 2011). De forma general, la CC se encuentra constituida por rocas graníticas y sus equivalentes metamórficos (gneiss), así como secuencias metasedimentarias y metavolcánicas.

Los estudios del origen y la evolución de la CC en los últimos 70 años han involucrado cartografía geológica y modelos geofísicos, así como la generación y análisis de información mineralógica, geoquímica, isotópica y geocronológica, teniendo como marco de referencia los procesos ligados a la tectónica de placas. Estos modelos incluyen también su relación con otras entidades geológicas, tal como la corteza oceánica y el manto, que representaría su fuente principal.

Es ampliamente aceptado que la corteza (de composición máfica a félsica) derivó del manto primitivo, que se ha definido como la Tierra Silicatada Total (BSE, *Bulk Silicate Earth*) previa a la extracción de masa. La composición ultra-máfica de este manto primordial se ha estimado por dos vías: una basada en peridotitas (Ringwood, 1991) y otra en condritas (Anderson, 1983; Taylor y McLennan, 1985).

El crecimiento de la CC se ha efectuado principalmente por efecto de magmatismo de arco, extensión y, en menor medida, de dorsales (Spencer et al., 2017). Se ha señalado, que el magmatismo relacionado a subducción ha contribuido entre 60 y 80% al desarrollo de la CC. Condie (2002) mencionó que este proceso ocurrió en forma de arcos de isla acrecionados a masas continentales durante las colisiones. El mayor crecimiento pudo haber sido relacionado a la reducción de la tasa de subducción. Von Huene et al. (2004)

sugirieron que el reciclaje de la corteza se produce a $30 \text{ km}^3/\text{Ma}$. Una disminución en esta tasa de reciclaje se refleja en un incremento de masa continental.

Uno de los problemas más complejos que existen en relación a la CC es el establecer su composición promedio. Una de las aproximaciones más citadas al respecto es la propuesta de Taylor y McLennan (1985). Este modelo se basa en la observación del crecimiento de la corteza continental actual, la cual ocurre mayormente en los márgenes convergentes. La aproximación parte de dos hipótesis principales: (a) la corteza se divide en superior e inferior, con una distinta geoquímica y (b) la composición global de la corteza es andesítica. En algunos modelos más recientes, se ha sugerido la existencia de una corteza media, la cual fue ignorada con anterioridad (Rudnick, 2003; Hacker *et al*, 2011; Yaoling *et al*, 2013).

Taylor y McLennan (1985) sugirieron que uno de los mejores métodos para estimar la composición de la CC es a partir del análisis de materiales clásticos. El propósito de este tipo de estudios, basados en información petrográfica, geoquímica e isotópica, es establecer modelos de procedencia – transporte – depósito – diagénesis. Uno de los problemas fundamentales de este tipo de modelos es la representatividad de las diversas litologías expuestas en las regiones continentales.

Entre los materiales clásticos a estudiar se incluyen los conglomerados, los cuales se han definido como rocas sedimentarias que se han formado por litificación de fragmentos redondeados a sub-redondeados con diámetro $> 2 \text{ mm}$. Estos pueden ser divididos en dos texturas generales: (a) clasto-soportada: los fragmentos ocurren en contacto y (b) matriz-soportada: los fragmentos se encuentran separados por una matriz más fina.

En el Sureste de México y como resultado del desarrollo y la erosión de la Sierra de Chiapas, en la región de Las Choapas se ha reportado la exposición de secuencias arenoconglomeráticas del Eoceno, para las cuales no existe una descripción y análisis detallados. El estudio de estas secuencias es de importancia, ya que podría aportar información relevante para entender la evolución paleogeográfica del Sureste de México durante el Paleógeno y sus implicaciones económicas. Por tal motivo, se desarrolló el proyecto PAPIIT-UNAM IV100516 titulado “*Caracterización del sistema petrolero de las cuencas del Sureste de México, a partir de su análogo en Cerro Pelón, Las Choapas, Veracruz*”.

1.2. Objetivo

En el marco del proyecto ya mencionado, se planteó el presente trabajo de tesis cuyo propósito ha sido el establecer las características mineralógicas, geoquímicas y geocronológicas de las diferentes litologías que constituyen a la secuencia areno-conglomerática que aflora en la localidad Cerro Pelón, Las Choapas. A partir de esta información se ha elaborado un modelo de procedencia-depósito, relaciones estratigráficas y distribución regional.

1.3. Hipótesis de trabajo

Se plantea que la información generada, para las litologías incluidas en la secuencia areno-conglomerática, ha permitido establecer su procedencia desde el terreno Cuicateco, el Macizo de Chiapas, Oaxaquia y los complejos ígneos y metamórficos en el Bloque Chortis, exhumados por el Sistema de Fallas Polochic-Motagua.

1.4. Localización del área de estudio

El área de estudio está situada en el sur de Veracruz, a 100 km de la ciudad de Coatzacoalcos y a 115 km de la de Minatitlán. Se encuentra delimitada por los paralelos $17^{\circ} 40' N$ y $17^{\circ} 30' N$, y los meridianos $94^{\circ} 00' W$ y $93^{\circ} 50' W$ (Fig. 1.1). Esta región se ubica dentro del denominado bloque Maya, según la distribución y léxico de terrenos tectonoestratigráficos (Ortega-Gutiérrez et al., 1990; Dickinson y Lawton, 2001). Al sur de la zona de estudio se localiza la Sierra de Chiapas, mientras que hacia el norte limita con las Provincias Petroleras del Sureste. Las poblaciones cercanas más importantes incluyen a Las Choapas, Río Playas, Graciano Sánchez, San Miguel de Allende y Vista Hermosa (Fig. 1.2), a las que se puede acceder por la carretera federal México 145D.

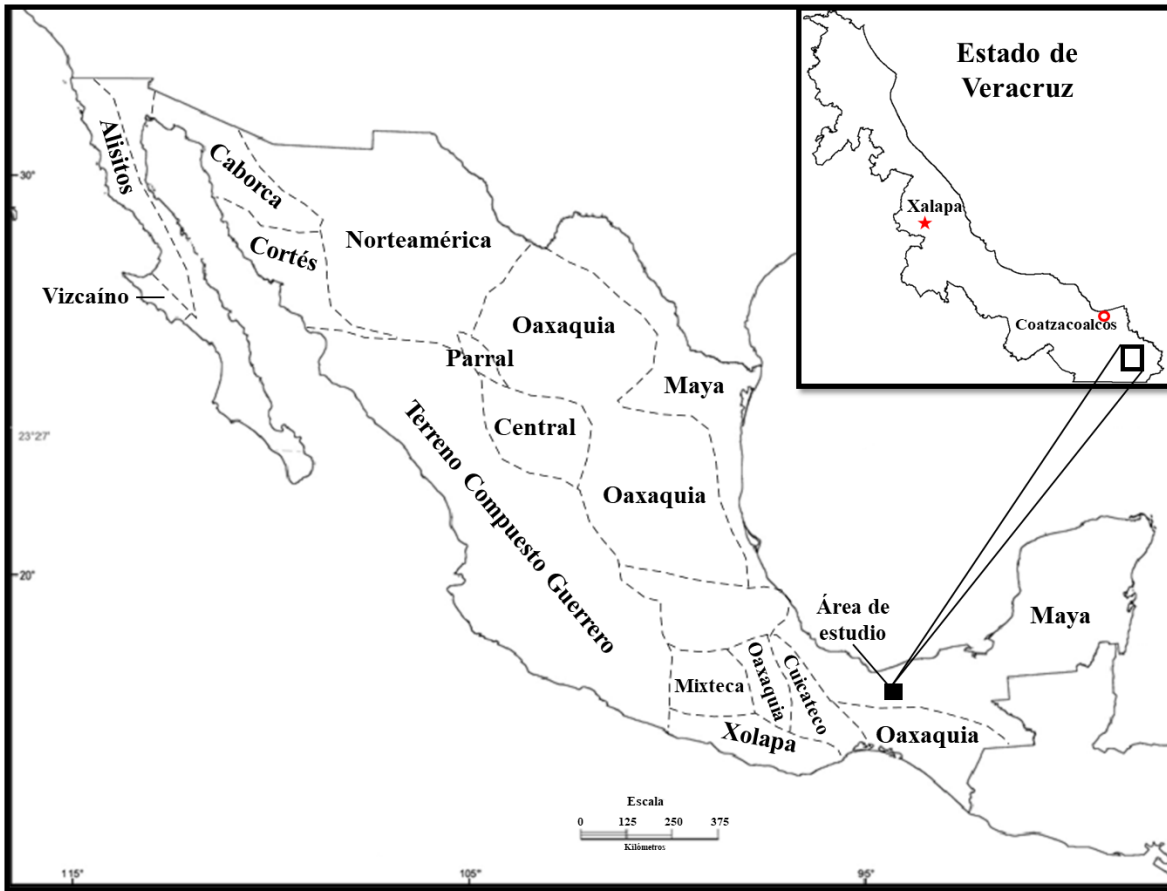


Figura 1.1. Localización de la región de Cerro Pelón y principales terrenos tectonoestratigráficos (modificado de Centeno-García, 2017). El área de estudio se encuentra situada a aproximadamente 100 km al SE de Coatzacoalcos, Veracruz.

1.5. Antecedentes

La columna estratigráfica para el Eoceno en la región de Cerro Pelón, Veracruz (Fig. 1.2), es descrita, por primera vez, por Benavides (1950), quien dividió esta sección en dos partes: una parte superior compuesta de lutita compacta, dura, de color gris, finamente arenosa y bien estratificada, con espesores de entre 165 a 190 m, menciona que debajo de este paquete se encuentra un cuerpo constituido por horizontes de areniscas de grano fino a medio, arenisca conglomerática y conglomerados con guijarros redondeados de 1-10 cm de diámetro, compuesto de clastos de pedernal, roca ígnea, arenisca y cuarcita, así como peñascos y fragmentos de caliza arrecifal con un espesor de 480 a 520 m. Y una parte inferior, de lutita compacta, dura, de color gris oscuro, en capas delgadas, con

intercalaciones de capas delgadas a lenticulares de arenisca dura, de color gris y grano fino. Las areniscas son más numerosas hacia la base, con espesor de 420 a 535 m. Al este del río Playas, se presenta en la base del Eoceno un paquete de arenisca con intercalaciones de conglomerado y arenisca arcillosa, con un espesor medio de 80 m.

En cuanto a la tectónica, Benavides (1950) mencionó que los anticlinales en la zona, Cerro Pelón y Cerro Jimbal, pudieron ser formados por repetidos movimientos de emersión y sumersión para finales del Cretácico Tardío. También menciona que para el Eoceno se pudieron haber instaurado las fallas, que cita en su artículo, se encuentran algunas paralelas al Cerro Pelón y otras al norte del Cerro Jimbal. Los movimientos del Cretácico Temprano y los que se desarrollaron posteriormente, acentuaron el plegamiento del Cerro Pelón, dando por resultado el anticlinal recostado que se presenta actualmente.

Otros autores mencionan aspectos regionales, como Witt et al., (2012) que señalaron que la tendencia del anticlinal Cerro Pelón corresponde a una forma triangular, en una zona en donde anticlinales y sinclinales fueron resultado de un desarrollo de plegamientos escalonados por actividad de tipo lateral, a lo largo del Sistema de Fallas Tuxtla-Malpaso.

Padilla y Sánchez (2007) mencionó, para el Eoceno, que la zona de Cerro Pelón se encontraba sumergida con un aporte de sedimentos terrígenos.

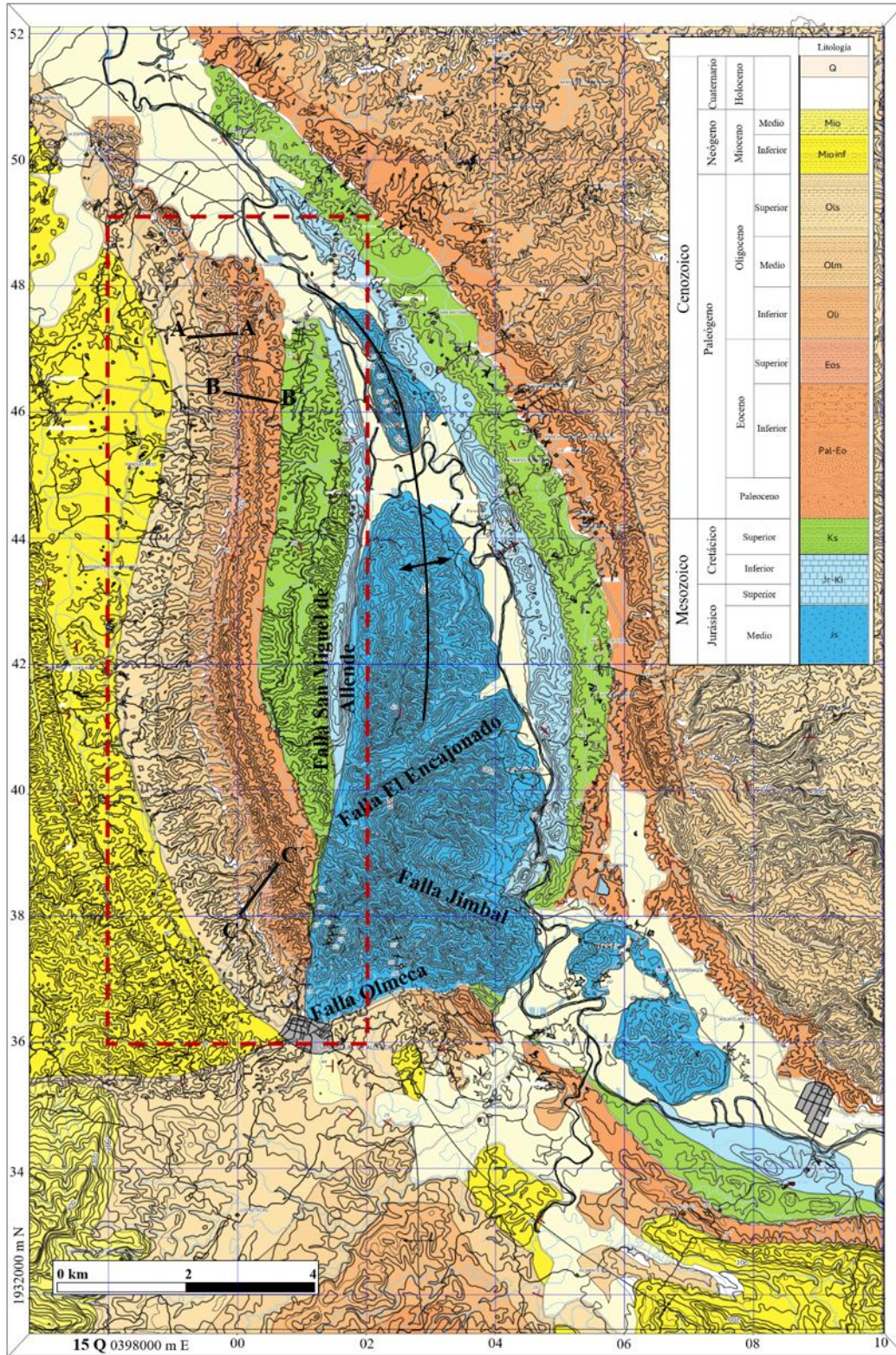


Figura 1.2. Mapa geológico regional del área de Cerro Pelón. En recuadro rojo se observa el área de estudio y las secciones donde se midieron columnas estratigráficas (A-A', B-B' y C-C').

2. Marco Regional Geológico

2.1. Evolución Tectónica del Sur-Sureste de México

En este apartado se presenta un resumen de la información relevante para apoyar la discusión y la interpretación de los datos obtenidos en la presente tesis. Hay cuatro eventos tectónicos que pudieran haber jugado un papel importante en la evolución geológica de la zona de estudio que son: 1) la apertura del Golfo de México y el establecimiento de una margen pasiva; 2) la evolución del Macizo de Chiapas; 3) la evolución del Bloque Chortis; y 4) la evolución de tectónica que controló la generación de las Cuencas Petroleras del Sureste de México.

2.1.1. Apertura del Golfo de México

En general es aceptado por un número considerable de autores, que la extensión que originó el Golfo de México inició desde el Triásico Tardío y que, hasta finales del Jurásico Medio predominó un ambiente de extensión intracontinental, denominada como la etapa de *rift* (Pindell et al., 2014). Para el Triásico Tardío-Jurásico Temprano se proponen dos escenarios para el centro occidente de México, una margen pasiva con un arco intra oceánico que se aproxima al continente (Fig. 2.1) o una zona de subducción que provoca un arco continental, en cuyo caso no se tiene claro si la sedimentación y magmatismo de las márgenes del proto golfo tuvieron lugar en cuencas tipo *rift* intracontinental o fueron ocasionadas por extensión de tipo tras-arco (Marton y Buffler, 1994; Centeno-García, 2017). Al inicio del *rift* del Golfo de México comenzó la depositación de lechos rojos, sobreyacidos luego por evaporitas de entre 164 y 159 Ma (Marton y Buffler, 1994; Pindell y Kennan, 2009b). A finales del Jurásico Medio la mayor parte de la extensión intracontinental en la región del Golfo había ocurrido, y pasa a la etapa de adelgazamiento de la corteza, esto creó la depresión central de la cuenca del Golfo de México que ya se encontraba debajo del nivel del mar, en donde ocurrió la generación de corteza oceánica y profundización de la cuenca del Golfo de México durante el Jurásico Tardío (Pindell et al., 2014).

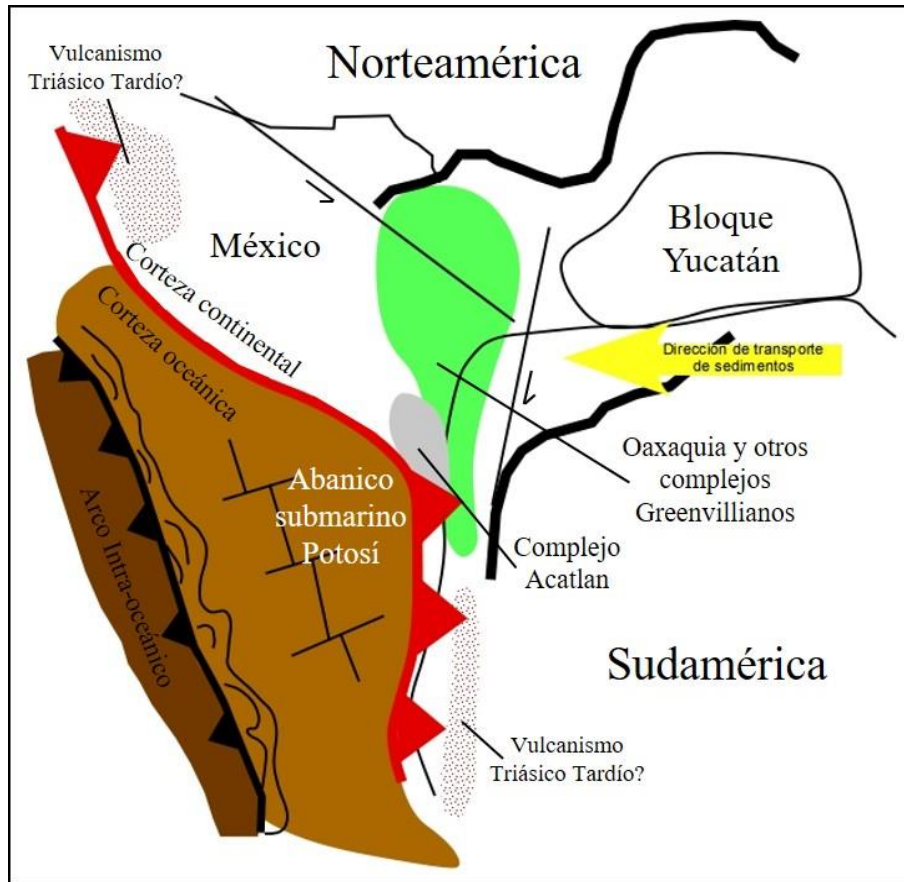


Figura 2.1. Reconstrucción paleogeográfica de México para el Triásico Tardío al Jurásico Temprano (modificado de Centeno-García, 2017).

Existen muy diversas hipótesis del mecanismo de apertura del Golfo de México, seis de ellas, las más discutidas en la literatura, son resumidas por Mendoza-Rosales et al., (2010) (Fig. 2.2):

Uno de los modelos más antiguos, considera que la apertura del Golfo de México se dio a lo largo de la mega-cizalla Mojave-Sonora (Dickinson y Coney, 1980; Fig. 2.2a). En los demás modelos, la apertura está limitada por dos fallas laterales en el sur de México y Cuba (Pindell, 1985; Salvador, 1991; Fig. 2.2b). Los modelos mas recientes incluyen una falla transformante mayor N-S a lo largo de las costas del Golfo de México (Pindell, 1985; Marton y Buffer, 1994; Dickinson y Lawton, 2001; Bird et al., 2005; Figs. 2.2c, 2.2f). Otros modelos tienen una falla transformante de menor tamaño en el sur de México (Pindell y

Kennan, 2001; Fig. 2.2e). También se discute un mecanismo para la apertura del golfo, con una rotación anti-horaria rápida del Bloque Yucatán (Schouten y Klitgord, 1994; Fig. 2.2d).

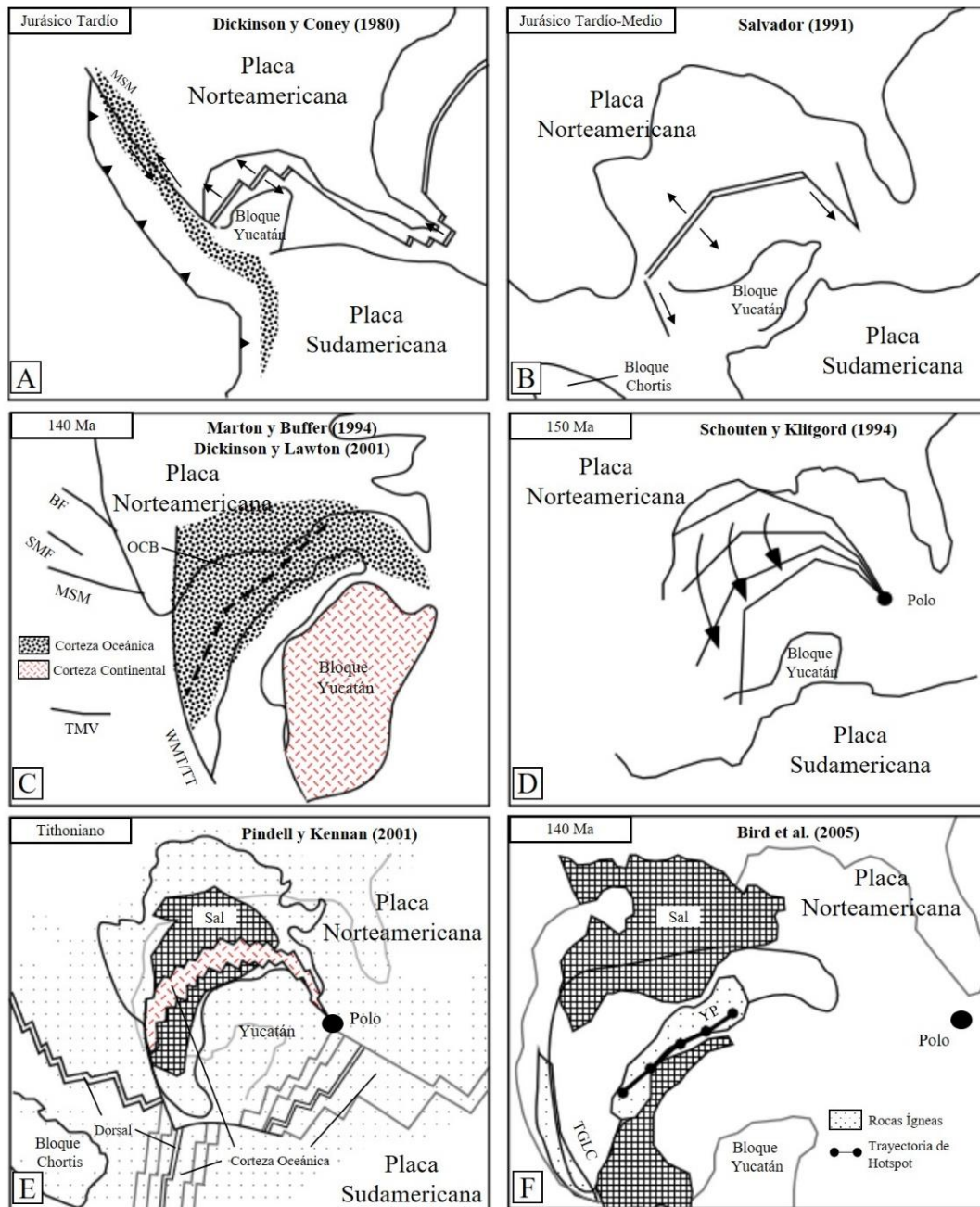


Figura 2.2. Reconstrucciones paleogeográficas propuestas por diferentes autores para la apertura del Golfo de México. MSM: Mega-cizalla Mojave-Sonora, BF: Falla La Babia, OCB: Límite de la corteza oceánica, SMF: Falla San Marcos, TMV: Cinturón Volcánico Mexicano, WMT: Transformante Principal del Oeste, TT: Transformante Tehuantepec, YP: Estructura paralela Yucatán, TGLC: Tamaulipas-Golden Line-Chiapas (adaptado de Mendoza-Rosales et al., 2010)

La mayoría de los autores están de acuerdo en que debió existir un polo de rotación para la apertura del Golfo de México, pero cada uno propone una localización de este en diferentes lugares y la magnitud de la rotación (Marton y Buffer, 1994; Schouten y Klitgord, 1994; Pindell y Kennan, 2001, Bird et al., 2005). Algunos autores proponen pequeñas dorsales separadas por fallas transformes, mientras otros proponen una sola dorsal. La apertura del Golfo de México fue ocasionada por rotación anti-horaria del Bloque Yucatán, alejándose de la Placa Norteamericana, mientras entre ella y la Placa Sudamericana se encontraba una dorsal. Bird et al., (2005) propusieron que la extensión del golfo se origino por un punto caliente, que fue migrando de oeste a este.

Para Mendoza-Rosales et al., (2010), las rocas metamórficas que constituyen el Terreno Cuicateco, que se encuentra en el Cinturón Milonítico de la Sierra de Juárez, se originaron por una falla transformante asociada a la apertura del golfo durante el Jurásico, cuya última etapa de rift se presenta en el Cretácico Temprano (Fig. 2.3).

Durante el Cenozoico ocurre la exhumación de las rocas asociadas a dicha falla transformante, y que se describen como Terreno Cuicateco, estas rocas son, principalmente, gneises diorítico-tonalíticos milonitizados, rocas vulcano-sedimentarias milonitizadas y, en raras ocasiones, serpentinas (Ángeles-Moreno, 2006).

2.1.2. Macizo de Chiapas

El Macizo de Chiapas (MCH; Fig. 2.4) se considera como un fragmento continental desplazado hacia el sur por la apertura del Golfo de México, el cual aparentemente se encontraba cercano a Tamaulipas. Pindell y Kennan (2009b) argumentaron que la posición inicial del Macizo se encontraba al sur de Tamaulipas (Arco de Tamaulipas) también mencionan que tiene un historial de *rift* similar, así como litologías y edades parecidas. El MCH se encuentra constituido por rocas pérmicas, la mayor parte de ellas fuertemente deformadas y metamorfizadas (Weber et al., 2007).

El MCH se desarrolló en una margen continental activa en el Pérmico temprano, y comprende una amplia intrusión granítica a una secuencia meta-sedimentaria Paleozoica, también incluye granitoides del Ordovícico (Weber et al., 2008). Estas rocas fueron luego

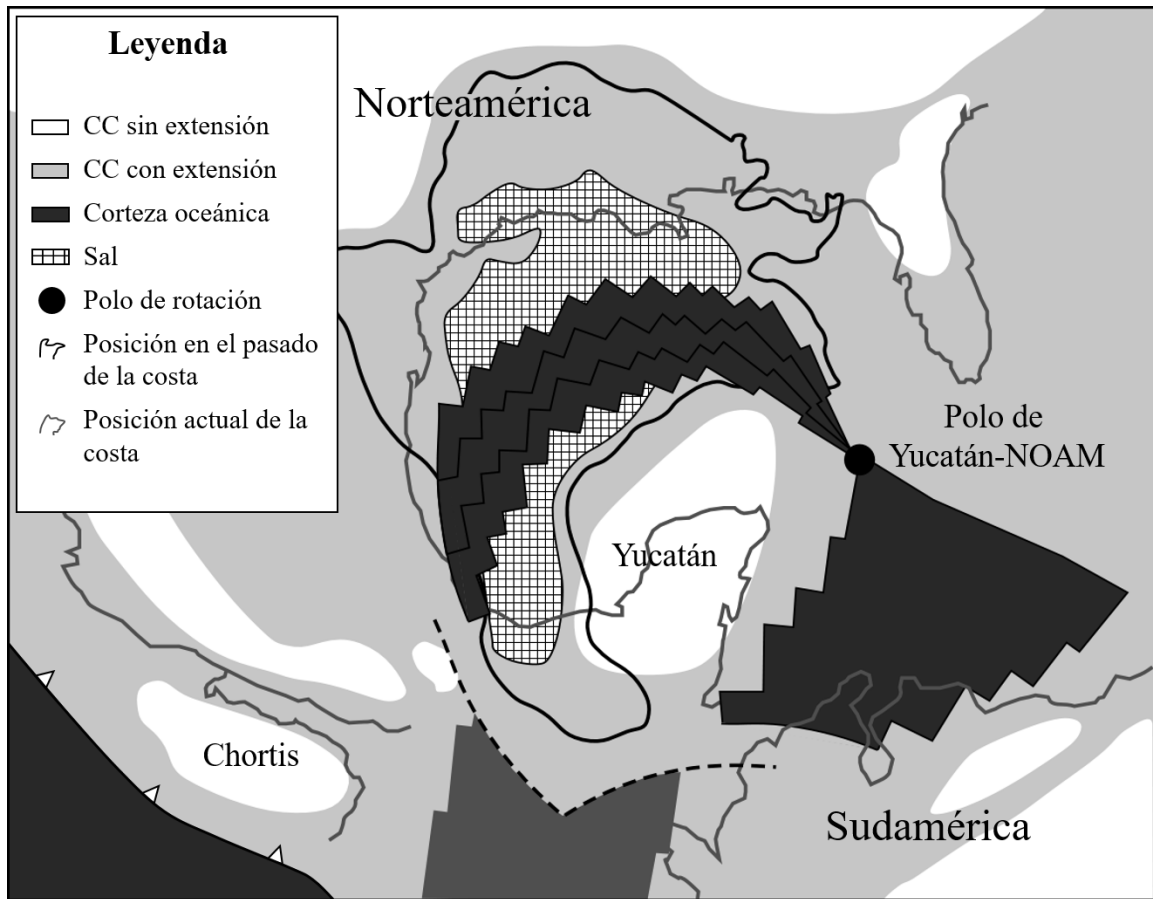


Figura 2.3. Reconstrucción tectónica de México durante el Barremiano. CC= Corteza continental; NOAM= Placa de Norteamérica (Mendoza-Rosales et al., 2010).

afectadas (250 Ma) por un metamorfismo de grado medio a alto (Weber et al., 2007). Además de los cuerpos intrusivos paleozoicos, hay reportes de rocas metamórficas más antiguas, probablemente proterozoicas.

Los principales fallamientos presentes en el MCH y sus alrededores tienen una componente lateral y orientación NW-SE, que según diferentes autores podría ser un movimiento transmitido desde el sistema de falla Polochic-Motagua. El acortamiento producido por estas fallas se encuentra a lo largo del núcleo de macizo y en su parte frontal al este (Witt et al., 2012a).

Los sistemas de fallas producidos en esta zona de Chiapas se denominaron como: Tuxtla-Malpasos, Sierra Alta, Frente Este y Frente Norte. Witt et al. (2012b) sugieren que el anticlinal de Cerro Pelón corresponde a una zona donde se desarrollaron anticlinales y

sinclinales en forma escalonada resultado de las fallas laterales a lo largo del sistema de fallas Tuxtla-Malpasó (Fig. 2.5).

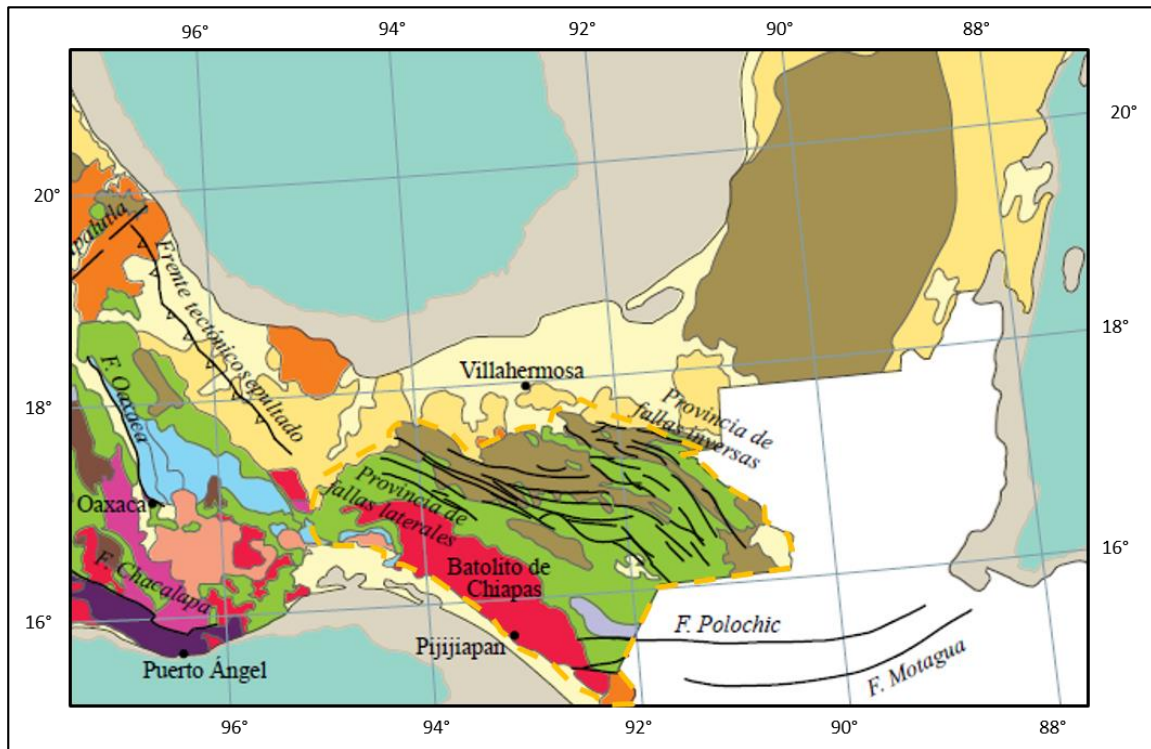


Figura 2.4. Mapa geológico del sureste de México en donde se aprecia el Macizo de Chiapas (Batolito de Chiapas), Sierra de Chiapas delimitada con línea punteada color naranja (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).

Por su alto contenido de granitos, se le llegó a denominar Batolito de Chiapas (Morán-Zenteno, 1984). La edad, como se menciona anteriormente, de este complejo fue comprobada por diferentes métodos (Rb/Sr y U/Pb) (Weber y Köhler, 1999; Schaaf et al., 2002).

MCH es uno de los complejos más voluminosos de rocas plutónicas en México, cubriendo aproximadamente 20,000 km² (Schaaf et al., 2002).

Las rocas que afloran del Proterozoico son milonitas, anfibolitas, gneises ortogénicos, rocas meta-ígneas y están intrusionadas por granitoides; los protolitos del complejo son monzodioritas, granodioritas, monzonitas, granitos y gabros. Estas rocas presentan características de deformación dúctil, fusión parcial, estructuras migmatíticas, plegamiento y bandeamiento (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005). Para el Paleozoico se tienen

intrusivos permo-triásicos, considerados el basamento del Bloque Maya, tales como, gabros, dioritas, granodioritas, tonalitas, granitos alcalinos y subalcalinos (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2002; 2005).

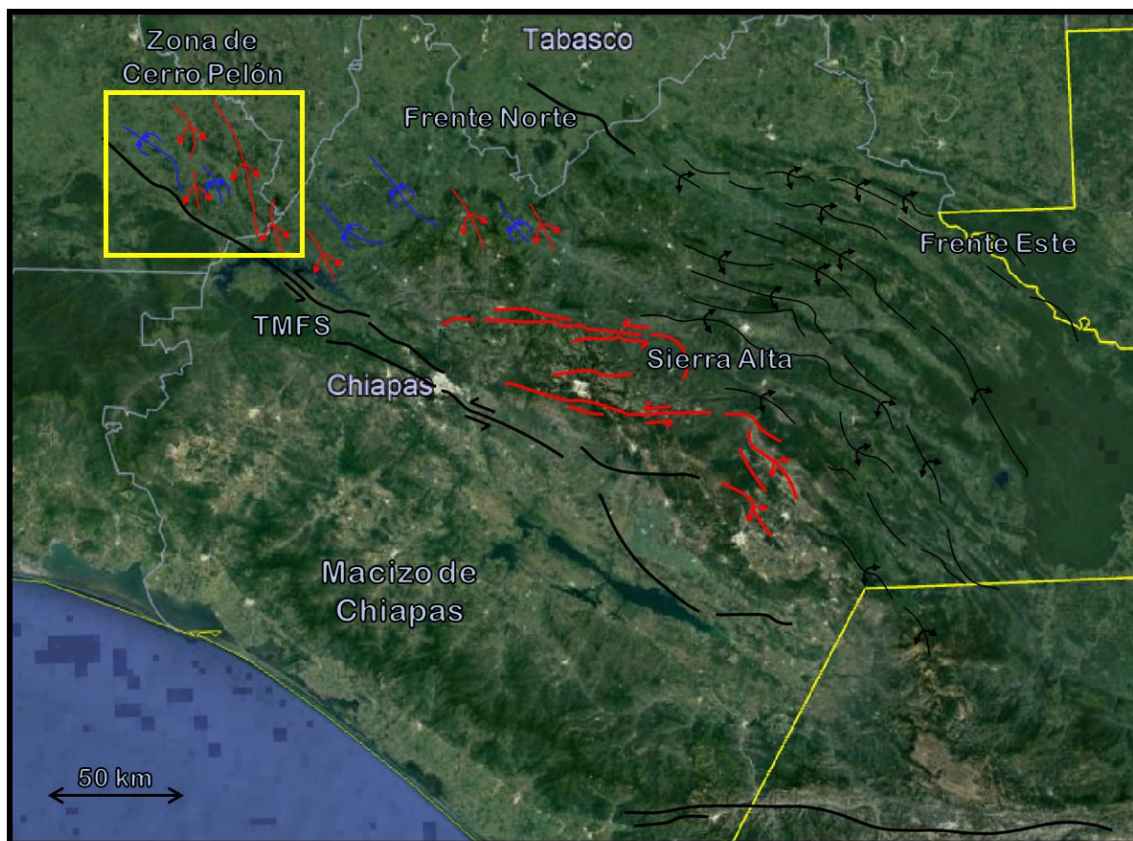


Figura 2.5. Imagen satelital de *Google Earth*. Se muestran los principales sistemas de fallas de la región de Chiapas. TMFS= Sistema de Fallas Tuxtla-Malpasos. Datos estructurales tomados de Witt et al. (2012a; 2012b).

En el Mesozoico se depositó la Formación Todos Santos, específicamente en el Jurásico Inferior-Medio, compuesta por depósitos siliciclásticos y carbonatados de origen continental (Godínez-Urban, 2009), sobreyaciendo concordantemente a esta unidad se encuentra la Formación San Ricardo, depositada en el Jurásico Superior, está conformada por depósitos de arenisca, lutita, dolomías y calizas, que se interpretan de diferente manera, como depósitos de playa, laguna restringida, bancos y barreras de carbonatos, así como depósitos de plataforma de mar abierto (Blair, 1988; Mandujano-Velázquez, 1996; Godínez-Urban et al., 2011), y para el Cretácico Inferior se observa la Formación Sierra Madre, que

está constituida por dolomita, en su parte inferior, y caliza, en el miembro superior (Godínez-Urban et al., 2011; González-Guzmán et al., 2016).

El origen del magmatismo del MCH ha sido relacionado con las últimas etapas de la formación de Pangea y por la subducción en el margen oeste de Pangea a lo largo del protoocéano del Pacífico (Weber et al., 2005). Dos eventos tectónicos han sido reconocidos en el MCH, un evento metamórfico de alto grado en el Ordovícico tardío, que se reconoce por la presencia de anfibolitas plegadas de la unidad Candelaria (Weber et al., 2015), y otro evento metamórfico más joven, en el Pérmico tardío, afectando principalmente al noroeste y centro del MCH (Weber et al., 2005). Se considera al MCH el basamento cristalino del Bloque Maya (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2007).

2.1.3. El Bloque Chortis y la Falla Polochic-Motagua

La evolución en el sur de México está directamente relacionada al movimiento del Bloque Chortis. Se han propuesto varios modelos cinemáticos para este bloque, pero dos son los más aceptados (Fig. 2.6): el modelo “tradicional” de movimiento que sugiere un desplazamiento hacia la parte meridional de México a lo largo de un límite transformante, Polochic-Motagua, entre las placas del Caribe y Norteamérica. Este modelo se basa en similitudes litológicas entre los bloques en México y Guatemala, así como en anomalías magnéticas observadas en la Fosa Caimán (Silva-Romo, 2008; Ferrari et al., 2014); y el modelo “exótico”, que propone colocar al Bloque Chortis en el Océano Pacífico, al suroeste de su actual posición (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Witt et al., 2012a).

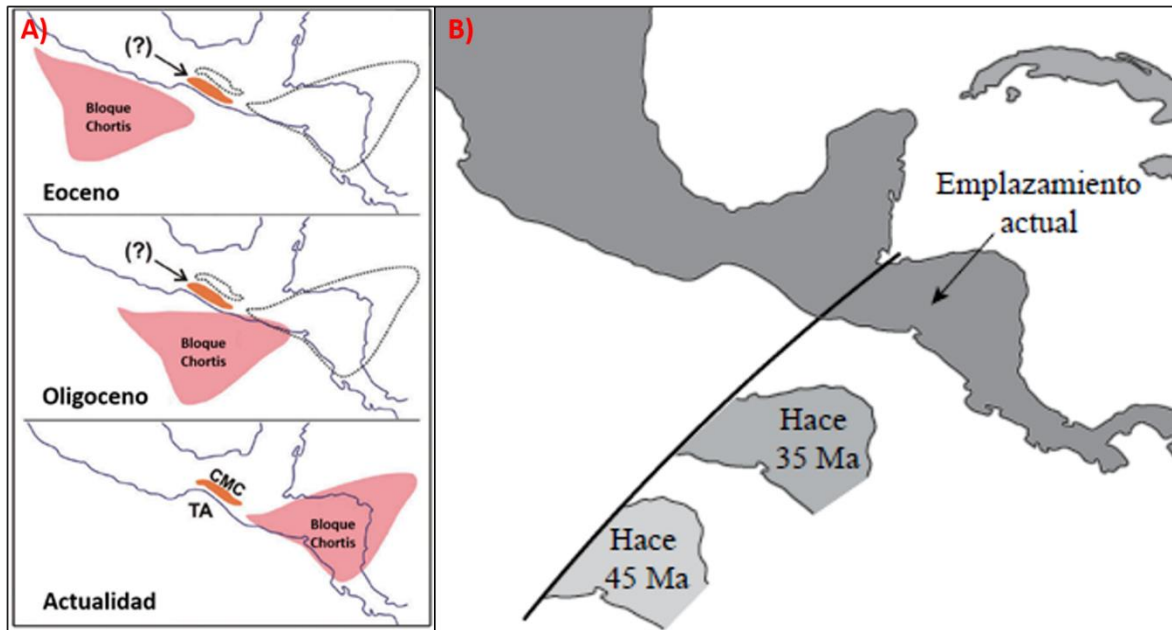


Figura 2.6. (a) Mapa simplificado de la posible migración del Bloque Chortis (Ferrari et al., 2014; Silva-Romo et al., 2018). (b) Trayectoria del Bloque Chortis de acuerdo con el modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005) (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).

Pindell et al., (2001, 2005, 2009) colocan al Bloque Chortis, para el Jurásico y Cretácico, en el centro de México sobre el actual océano Pacífico, argumentan que fue transportado por un sistema de fallas laterales ocasionado por el movimiento de la placa Sudamericana, hasta su actual posición en la placa del Caribe, instaurada a finales del Cretácico temprano (Pindell y Kennan, 2009a). En el Sistema de Fallas Polochic-Motagua se encuentran afloramientos del basamento del Bloque Maya (Solari et al., 2009).

De acuerdo al primer modelo (Silva-Romo, 2008; Ferrari et al., 2014), después de un periodo de emplazamiento entre el Norte y el Sur de América, la Placa del Caribe cambió su movimiento hacia el este, hace 50 Ma (Fig. 2.7), resultado de la colisión del Arco de las Grandes Antillas con la Plataforma de las Bahamas (Boschman et al., 2014). El estudio de anomalías magnéticas de la Fosa Caimán proporcionó información acerca de los rangos de movimiento y desplazamiento de la Placa del Caribe y el Bloque Chortis (Leroy et al., 2000).

Diferentes similitudes se encuentran entre el sur de México y el Bloque Chortis: (1) basamento Precámbrico, (2) cubierta mesozoica, (3) tendencias norte de arcos del Cretácico Medio, (4) cinturones estructurales del Cretácico Superior con tendencia al norte, y (5) firmas magnéticas con tendencias al norte (Rogers et al., 2007; Silva-Romo, 2008, Ratschbacher et al., 2009; Morán-Zenteno et al., 2009; Morán-Zenteno et al., 2017).

Algunos autores consideran que el Cinturón Plegado-Cabalgado de Chiapas es producto de la interacción transpresiva entre los Bloques Chortis y Maya (Witt et al., 2012b; Molina-Garza et al., 2015).

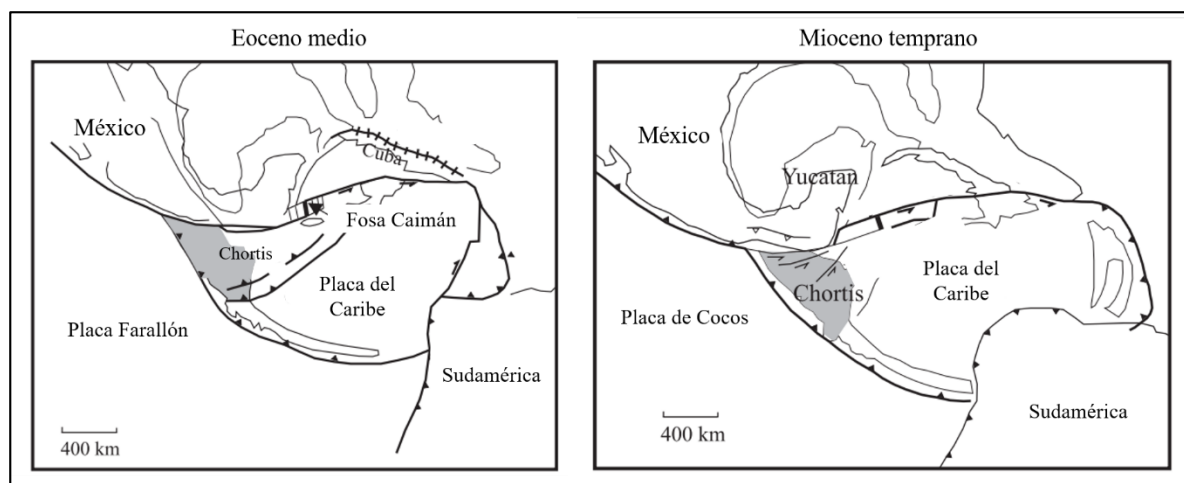


Figura 2.7. Paleogeografía y tectónica de Centroamérica durante el Eoceno medio-Mioceno temprano (Morán-Zenteno et al., 2009).

En el límite norte del Bloque Chortis se encuentra el Sistema de Fallas Polochic-Motagua, en él afloran distintas litologías; el basamento del Bloque Maya, al norte del sistema, está constituido principalmente por: (a) rocas metamórficas como, pizarra, filita, esquistos cloríticos y metacuarcita, también se pueden observar granitos intrusionando metasedimentos (Anderson et al., 1973; Donnelly et al., 1990; Smith, 1991; Talavera-Mendoza et al., 2005; Martens et al., 2017); la parte media entre las fallas Polochic y Motagua está compuesta por sucesiones de esquistos pelíticos, gneises cuarzo-feldespáticos, migmatitas, anfibolitas, cuarcitas y en menor cantidad mármol y calcosilicatos, en otras zonas se pueden encontrar afloramientos de filitas, metareniscas, metaconglomerados y rocas metacarbonatadas (McBirney, 1985; Burkart, 1983; Ortega-Obregón et al., 2004; 2008); el

sur de la falla Motagua se divide en dos grupos, el primero que está constituido por esquistos y gneises, aunque se pueden encontrar en pequeñas cantidades anfibolitas y mármol, todo esto también está intrusionado por granitos, y el segundo que está compuesto por filita, mica blanca, esquistos cloríticos, cuarcita y pizarra. También se encuentran serpentinitas (Lawrence, 1975; Schwartz, 1976; Donnelly et al., 1990; Ratschbacher et al., 2009); (b) rocas sedimentarias como: una secuencia volcanoclástica de conglomerados con granito y rocas metamórficas, areniscas micáceas, cuarzoarenita y lutita arcillosa y negra intercalada por capas volcanoclásticas con vidrio volcánico; y carbonatos marinos, que incluye calizas y dolomías (Bonis, 1969; Millan, 1985); (c) por último, las rocas ígneas presentes en el Sistema de Fallas Polochic-Motagua están intercaladas con conglomerados, areniscas y calizas, estas consisten de riolita, dacita, gabro, rocas piroclásticas y epiclásticas. También se observan rocas peridotíticas, tales como dunita, lherzolita y harzburgita. El principal protolito de las serpentinitas encontradas en el sistema de fallas es la harzburgita, seguido de lherzolita y, en raras ocasiones, dunita. Lo cual sería lo ideal de una secuencia ofiolítica (Hall y Bateson, 1972; Anderson et al., 1973; Ortega-Gutiérrez et al., 2007; Harlow et al., 2010).

2.3.4 Cuencas Petroleras del Sureste de México y estratigrafía cenozoica de la zona de estudio

La zona de estudio se enmarca en la provincia de las Cuencas Petroleras del Sureste de México (CPSM), considerada el mayor complejo petrolero de México (Fig. 2.8), con un efectivo sistema petrolero. Las CPSM tienen rocas fuente de alta producción, abundantes facies reservorios ampliamente desarrolladas en casi toda la columna sedimentaria y sistemas de sello efectivos y eficientes (Chávez-Valois et al., 2009). Estas cuencas evolucionaron dentro de un margen pasivo, esta evolución comenzó con la apertura del Golfo de México hasta la instauración del bloque Maya en su actual posición, junto con la subsecuente sedimentación carbonatada y terrígena del Cretácico (CNH, 2014).

Esta provincia se encuentra dividida en cuatro cuencas: la Cuenca Salina del Istmo, la Cuenca de Comalcalco, el Pilar Reforma-Akal y la Cuenca Macuspana.

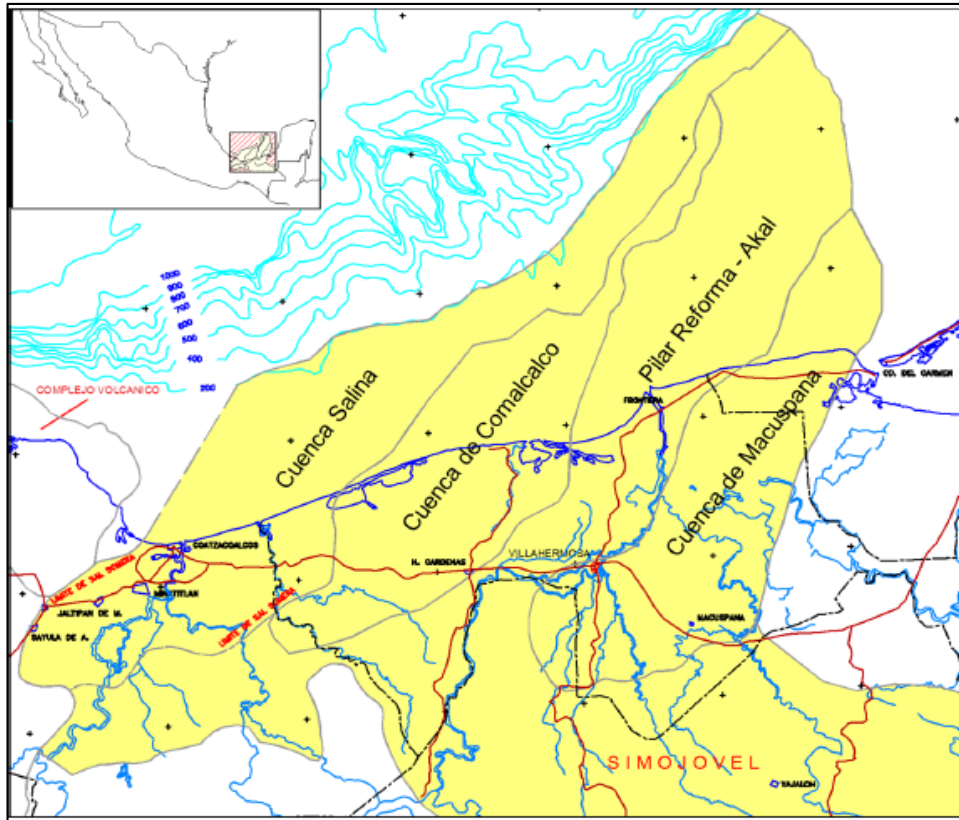


Figura 2.8. Localización y distribución de las Cuenas Petroleras del Sureste de México. Se aprecia como las cuencas se extienden desde el continente hasta el mar (CNH, 2014).

La Cuenca Salina del Istmo se encuentra constituida principalmente por secuencias carbonatadas arcillosas, arenisca y lutita, que en algunas zonas se encuentran afectadas por estructuras salinas (Rojas-Alcántara, 2010). Aun así, la mayor parte de la columna se encuentra conformada por formaciones con composiciones terrígenas, depositadas en el Cenozoico en forma de abanicos aluviales y deltas (Aulis-García, 2015).

La Cuenca de Comalcalco se asocia a la Cuenca Salina del Istmo, y se piensa que su origen está relacionado a una fuerte carga de sedimentación y a la evacuación de sal (CNH, 2014). Se sugiere que la sedimentación se depositó en una plataforma durante el Mioceno-Plioceno y se encuentra asociada a fallas normales con orientación norte-noroeste, así como también una serie de fallas inversas relacionadas a la evacuación de sal (Chávez-Valois et al., 2009).

La Cuenca Macuspana está delimitada al este y sureste por un sistema de fallas normales en la Plataforma de Yucatán, al sur con la Sierra de Chiapas y al oeste con el Pilar Reforma-Akal (PEMEX, 2013). Esta cuenca es originada por la interacción de una serie de eventos, tales como, largos volúmenes de sedimentación, deslizamientos por gravedad y la deformación y movilización en masa de lutitas. La parte central de la cuenca desarrolló cadenas de lutitas, diapiros de sal y domos arcillosos (Chávez-Valois et al., 2009).

El Pilar Reforma-Akal (Fig. 2.9) se encuentra limitado al oeste por el sistema de fallas de Comalcalco y al este por el sistema de fallas Frontera, al sur limita con la Sierra de Chiapas y al norte con la Plataforma de Yucatán (PEMEX, 2013). La sedimentación en esta cuenca comenzó en el Cretácico y continuo hasta el Mioceno, tiempo en el que se depositaron areniscas y limolitas en facies de plataforma (Padilla y Sánchez, 2007). Dentro de esta cuenca se encuentra el área de estudio, el anticlinal Cerro Pelón.

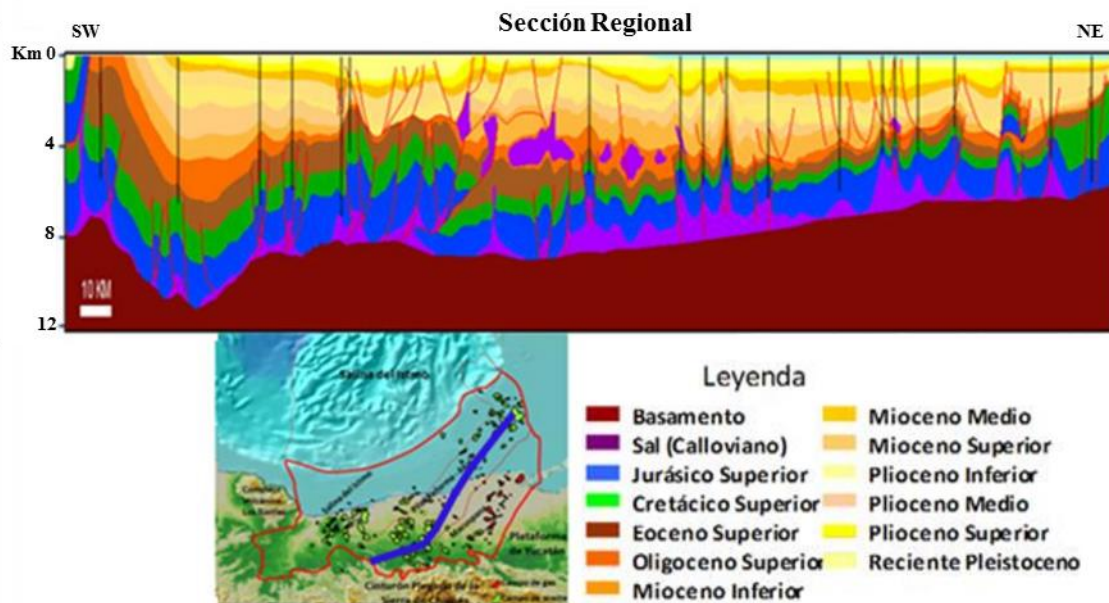


Figura 2.9. Sección estructural de la Provincia Pilar Reforma-Akal (Cruz et al., 2010).

Para el Paleógeno, en la zona del frente NW de la Sierra de Chiapas, tuvo lugar el depósito de sucesiones predominantemente terrígenas, en las que para el Paleoceno se observan estratos principalmente de lutita intercalados con limolita y, en algunas ocasiones, arenisca, misma secuencia que continuó durante el Eoceno, hasta su parte media, en la que cambia a una sedimentación de tamaño de grano mas gruesa, en donde se aprecian

intercalaciones de conglomerado, arenisca gruesa, limo y arenisca gravosa. Para el Eoceno Superior, el depósito de sedimentos volvió a disminuir su tamaño de grano, siendo depositadas sucesiones de lutita, limolita y arenisca de tamaño fino. En el Oligoceno se precipitaron secuencias turbidíticas, constituidas por intervalos entre lutita y arenisca de grano medio a grueso. Estos paquetes se encuentran sobreyacidos por conglomerados y limolita del Mioceno (Benavides, 1950; Acevedo, 1962; Meneses-Rocha, 2001; Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

3. Metodología

3.1. Análisis bibliográfico

Se efectuó la búsqueda y análisis de diversos trabajos realizados de forma previa en el área de estudio y zonas aledañas. Con ayuda de esos trabajos, mapas geológicos y mapas topográficos, se identificaron las características de campo de las diferentes sucesiones litológicas aflorantes en el área de estudio.

3.2. Cartografía geológica

Se llevo a cabo una cartografía geológica en la zona de estudio para reconocer los paquetes estratigráficos del área; se describieron los afloramientos, las litologías, estructuras sedimentarias, contactos estratigráficos y aspectos estructurales. Con ayuda de mapas topográficos se identificaron los posibles accesos a las áreas a estudiar. A partir del reconocimiento de campo en las diferentes campañas realizadas, en las cuales se hicieron mediciones con cinta y brújula, se llevó a cabo un muestreo de las diferentes unidades litológicas, se recolectaron muestras para estudios de bioestratigrafía, geoquímica, petrografía y geocronología.

Se recorrió, en varias secciones (A-A', B-B' y C-C'), principalmente la zona oeste de los anticlinales Cerro Pelón y Jimbal. En algunas zonas fue imposible el acceso, ya fuera por la abundante vegetación o debido a la topografía inaccesible que presentaba el terreno.

El primer afloramiento conglomerático fue encontrado a un par de kilómetros al oeste de la localidad Río Playas, en un banco de piedra. Fue posible observar su contacto en la base, sin embargo, no su contacto en la superficie debido a la abundante vegetación. La siguiente secuencia conglomerática fue identificada al suroeste de la misma localidad, aproximadamente a 3 km. Los siguientes tres afloramientos fueron encontrados al norte de la comunidad de San Miguel de Allende.

3.3. Medición de columnas estratigráficas

Junto a la cartografía y toma de muestras se realizó una medición de columnas estratigráficas de acuerdo a las litologías reconocidas, estas columnas fueron levantadas midiendo a detalle la geometría y espesor de los estratos, así como también identificando las principales estructuras sedimentarias presentes en los paquetes recorridos. Algunas columnas medidas fueron completas, desde la base hasta la cima del conglomerado.

El análisis a detalle de las columnas ayudo a reconocer las diferentes facies, así como su distribución y relación de contacto.

3.4. Petrografía

Se elaboraron láminas delgadas de muestras obtenidas en campo para la identificación de los minerales y texturas presentes. Se utilizó esta técnica para los clastos del conglomerado estudiado y de afloramientos de arenisca presentes en la base y cima de los paquetes estudiados.

3.5. Análisis bioestratigráfico

Se determinaron edades bioestratigráficas de diferentes secuencias sedimentarias, en las que se encontró contenido micropaleontológico. Los fechamientos se realizaron en base de la determinación taxonómica de las especies presentes, registrando la abundancia y diversidad de la microfauna y de biocronomarcadores. También se identificaron los niveles paleobatimétricos, con ayuda igual de los microfósiles encontrados. Diferentes factores fueron utilizados para el fechamiento de las muestras como presencia del fósil índice que distingue cada unidad cronoestratigráfica; la buena conservación de las especies; la primera y última ocurrencia de los microfósiles característicos que delimitan cada unidad; y la abundancia relativa de las especies que identifican cada unidad.

El trabajo inició con el procesado de las muestras tomadas en el área de Cerro Pelón, Veracruz, de las cuales se obtuvo una cantidad de 200 gr de cada muestra, aproximadamente,

se trituró y lavó mediante la técnica de levigado, obteniendo un residuo de peso variable de cada una de las muestras.

Se trituró un peso estándar de 200 gr de cada muestra. Los 200 gr se colocaron en charolas con agua caliente y se les agregó aproximadamente 40 gr de detergente en polvo para facilitar la limpieza del material orgánico, se dejaron reposar hasta que se desintegraron todos los fragmentos arcillosos más gruesos. Una vez desintegrado el material grueso de cada muestra, el sedimento se lavó en un juego de tamices cuya apertura de malla fue del #100 al #230. La decantación del sedimento en proceso de lavado se efectuó en la misma malla, para evitar la pérdida de posible material orgánico que pudiera estar en suspensión. Entre el lavado de una muestra y otra, la malla se cepilló y lavó perfectamente para evitar la contaminación de muestras. Una vez realizado el lavado del sedimento con el juego de mallas, el residuo de cada muestra se deshidrató a temperatura ambiente en charolas de cobre. Por último, el residuo de la muestra se analizó en un microscopio estereoscópico.

3.6. Geoquímica

Se seleccionaron 13 muestras para analizarse geoquímicamente para elementos mayores y traza. Las muestras fueron molidas a tal nivel que pudieran ser estudiadas en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía y en el Laboratorio de Química Ultrapura, respectivamente, ambos de la Universidad Nacional Autónoma de México. El análisis de elementos mayores se realizó con Fluorescencia de Rayos X (WD-FRX) en un Espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X por dispersión de longitud de onda secuencial marca Philips MagiX PRO, en donde se mide la energía de la radiación emitida en transiciones energéticas y que tiene dos etapas que son excitación y emisión. Mientras los elementos traza fueron analizados por el método de Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS) en un espectrómetro ICPMS Agilent 7500 ce, junto al espectrómetro se utiliza un nebulizador-desolvatador APEX-Q, que permite mejorar los límites de detección y disminuir las interferencias generadas dentro del ICP. Esta técnica proporciona la información multielemental de la muestra analizada. La muestra en líquido es vaporizada e ionizada, estos iones pasan por el espectrómetro en donde son separados mediante un analizador y detectados.

Se realizaron también estudios de isotópicos de Sm/Nd para seis muestras en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, en donde primero se prepara la muestra en condiciones de alta pureza, para ello se utilizan materiales con acabados de teflón, polivinil y polipropileno con el fin de evitar corrosión y la consiguiente formación de partículas contaminantes. Se utilizan trazadores monoisotópicos para obtener la concentración de un elemento mediante la técnica de dilución isotópica y se utilizan espectrómetros de masas con fuente sólida (TIMS) para determinar las relaciones isotópicas de los elementos a trabajar. Se seleccionaron con la ayuda de la geoquímica de mayores y trazas, identificándolas como gabros y granitos, analizando 4 y 2 muestras, respectivamente.

4. Bioestratigrafía

Se colectaron 10 muestras a diferentes intervalos a lo largo de las columnas estratigráficas estudiadas, en afloramientos compuestos por lutita y limolita (Fig. 4.1), de la parte occidental de Cerro Pelón, con el objetivo de realizar el estudio bioestratigráfico. Se obtuvieron foraminíferos planctónicos y bentónicos en la mayor parte de las muestras, los cuales fueron estudiados por el Biól. Jesús Frago Camacho, consultor independiente. Con la microfauna obtenida se estableció la edad de los organismos, así como una interpretación aproximada de las asociaciones paleobatimétricas, con lo cual se definió el ambiente de depósito. Solo en una muestra no fue posible determinar la paleobatimetría por el mal estado y la escasez de los especímenes.



Figura 4.1. Afloramientos de lutita y limolita de los cuales se obtuvieron muestras para el análisis bioestratigráfico.

El fechamiento bioestratigráfico de cada una de las muestras se realizó con base en la determinación taxonómica de las especies de los grupos de microfósiles, registrándose la abundancia y diversidad de la microfauna y biocronomarcadores. La presencia de especies de foraminíferos planctónicos índice permitió inferir los rangos de edad. El estado de conservación de las testas de los organismos fue de regular a muy buena, especialmente en los del Cenozoico, esto permitió una adecuada identificación a nivel de especie de cada uno de los ejemplares.

Los principales microorganismos planctónicos (Fig. 4.2) identificados para determinar la edad de las sucesiones incluyeron: *Acaranina bulbrooki*, *Catapsydrax unicavus*, *Morozovella aragonensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Turborotalia cerroazulensis*, *Morozovella caucasica*, entre otras (Tabla 4.1a).

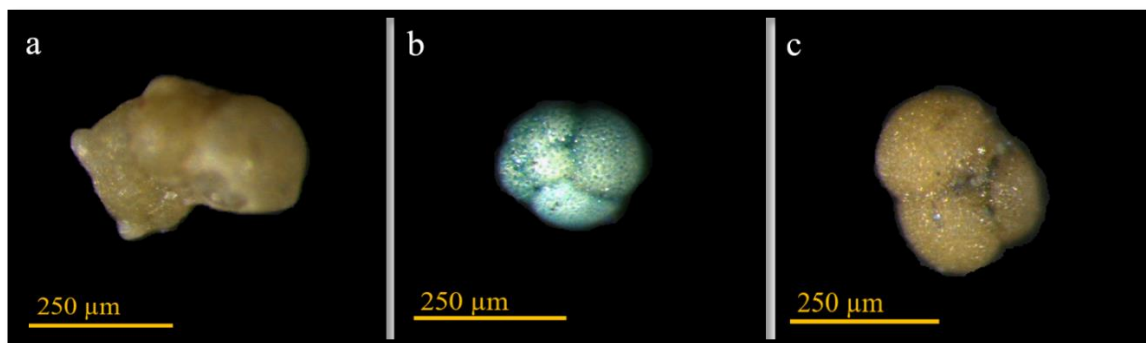


Figura 4.2. Microfauna planctónica presente en Cerro Pelón. (a) *Hantkenina alabamensis*, lado lateral, Eoceno Superior, (b) *Globigerinatheka mexicana*, lado dorsal, Eoceno Medio, y (c) *Globigerina angiporoides*, lado umbilical, Eoceno Medio.

En cuanto al ambiente de depósito, la paleobatimetría principal en la que ocurrió el depósito de la sucesión estudiada es batial inferior (1500-2000 m), sin embargo, también se encontraron muestras con especímenes pertenecientes a una profundidad de batial medio (750-1500 m) (Tabla 4.1b), esto de acuerdo a las especies de la microfauna foraminífera bentónica identificadas (Fig. 4.3), tales como: *Anomalinoides semicribatus*, *Karrieriella bradyi*, *Usbekistania charoides*, *Ammodiscus latus*, *Bulimina jarvisi* y *Cibicidoides grimsdalei*, por mencionar algunos especímenes.

Autores previos han interpretado un ambiente de depósito, para la región de Las Choapas, de marino profundo, por su contenido fósil y características litológicas (Castillo-Tejero, 1955; PEMEX, 1988; Quezada, 1987; Horbury et al., 2003). Mientras Mandujano-Velásquez (1996), mencionó que las condiciones de depósito debieron ser variadas, de talud a cuenca.

Tabla 4.1. Edad, paleobatimetría, biocronomarcadores y asociaciones paleobatimétricas de cada una de las muestras sujetas a análisis.

Muestra	Edad	Biocronomarcadores (a)	Paleobatimetría	Asociación Paleobatimétrica (b)
JCH02	Eoceno Medio	<i>Globigerinatheka mexicana</i> <i>Gtk. Subconglobata</i> <i>Morzovella spinulosa</i> <i>Pseudohastigerina wilcoxensis</i> <i>Acaranina spinuloinflata</i>	Batial inferior	<i>Bulimina jarvisi</i> <i>Cibicidoides grimsdalei</i> <i>Discorbinella</i> sp. <i>Osangularia</i> sp.
JCH25	Eoceno Medio	<i>Acaranina bullbrooki</i> <i>Acaranina</i> sp. <i>Catapsydrax unicavus</i> <i>Globigerina angiporoides</i>	Indeterminable	Microfauna bentónica indeterminable
JCH30	Eoceno Superior	<i>Cribohantkenina inflata</i> <i>Hantkenina alabamensis</i> <i>T.cerroazulensis</i> s. l. <i>T. c. cerroazulensis</i> <i>Hantkenina</i> sp.	Batial inferior	<i>Usbekistania charoides</i> <i>Ammodiscus latus</i> <i>Vulvulina pennatula</i> <i>Trochaminoidea</i> sp. <i>Discorbinella</i> sp.
JCH57	Oligoceno Inferior	<i>Pseudohastigerina micra</i> <i>Pseudohastigerina</i> sp. <i>Globoturboritalita ouachitaensis</i> <i>Globigerina officinalis</i>	Batial medio	<i>Anomalinoidea cicatricosa</i> <i>Gyroidinoidea girardana</i> <i>Osangularia</i> sp.
JCH63	Oligoceno Inferior	<i>Chilloguembelina</i> spp. <i>Pseudohastigerina micra</i> <i>Pseudohastigerina naguewichiensis</i> <i>Globigerina tapurensis</i> <i>Turborotalia ampliapertura</i> <i>Dentoglobigerina tripartita</i>	Batial Inferior	<i>Ammodiscus latus</i> <i>Usbekistania charoides</i> <i>Anomalinoidea cicatricosa</i> <i>Spiroplectamina</i> sp. <i>Osangularia</i> sp.
JCH71	Eoceno Medio	<i>Hantkenina</i> sp. <i>Chilloguembelina crinita</i> <i>Acarinina</i> sp. <i>Acarinina</i> aff. <i>broedermanni</i> <i>Acarinina bullrooki</i>	Batial inferior	<i>Ammodiscus latus</i> <i>Usbekistania charoides</i> <i>Bulimina jarvisi</i>
JCH72	Eoceno Medio	<i>Igorina anapethes</i> <i>Igorina broedermanni</i> <i>Acarinina bullbrooki</i> <i>Morozovella aragonensis</i>	Batial inferior	<i>Bulimina jarvisi</i> <i>Ammodiscus</i> sp. <i>Trochaminoidea</i> sp.
JCH84	Paleoceno Superior	<i>Globanomalina chapmani</i> <i>Globanomalina pseudomenardii</i> <i>Praemurica uncinata</i> <i>Praemurica inconstans</i> <i>Acarinina praecursoria</i>	Batial inferior	<i>Ammodiscus latus</i> <i>Usbekistania charoides</i> <i>Ammodiscus</i> sp. <i>Spiroplectamina</i> sp. <i>Discorbinella</i> sp.
JCH98	Eoceno Medio	<i>Igorina anapetes</i> <i>Igorina broedermanni</i> <i>Acarinina bullbrooki</i> <i>Acarinina</i> sp. <i>Pseudohastigerina micra</i>	Batial inferior	Se determino por predominancia de microfauna planctónica (>90%)
JCH99	Eoceno Inferior	<i>Morozovella caucásica</i> <i>Morozovella</i> sp. <i>Acarinina</i> sp. <i>Acarinina bullbrooki</i>	Batial inferior	Se determino por predominancia de microfauna planctónica (>90%)

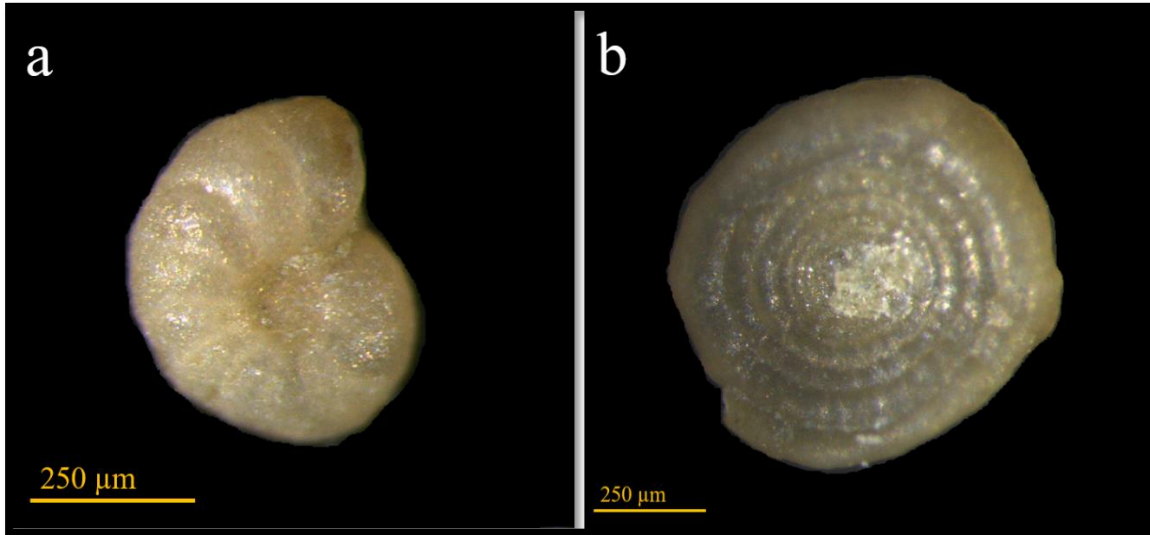


Figura 4.3. Microfauna bentónica presente en Cerro Pelón. (a) *Anomalinoidea semicribatus*, lado dorsal, Batial medio/inferior, (b) *Ammodiscus latus*, lado dorsal, batial inferior.

En el presente trabajo se corrobora que el depósito ocurrió en profundidades de batial inferior (1500 a 2000) y de manera puntual pudo haber variado a batial medio. Sin embargo, también pudieron ser transportados los organismos estudiados. Se propone un ambiente de depósito del pie de talud a talud (Fig. 4.4), por las paleobatimetrías identificadas en el estudio bioestratigráfico.

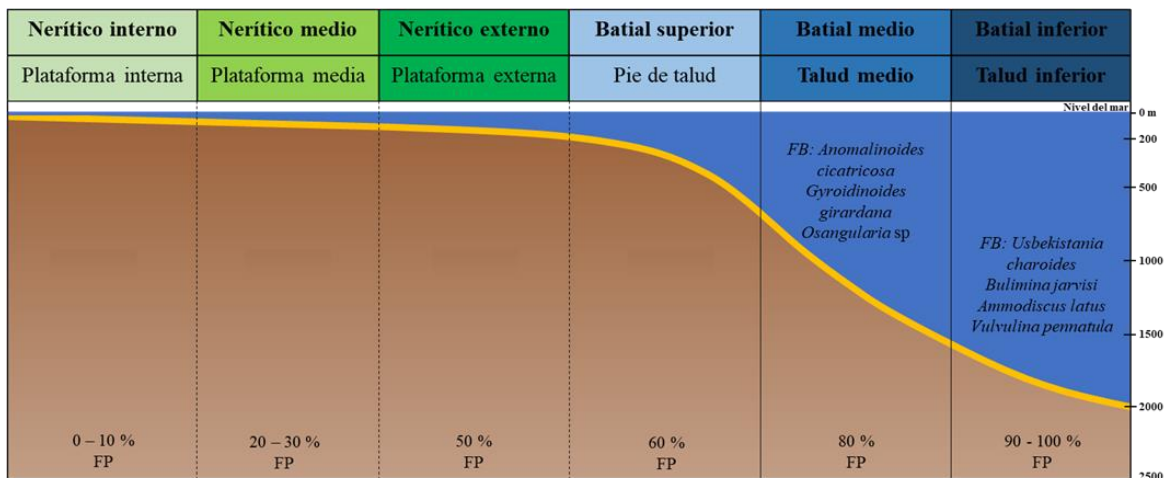


Figura 4.4. Niveles paleobatimétricos, asociaciones faunísticas de foraminíferos bentónicos (FB) y proporción de foraminíferos planctónicos (FP).

5. Asociaciones de facies y ambientes de depósito

Como ya se ha mencionado, el trabajo pionero en la zona de estudio fue realizado por Benavides (1950), quien efectuó el primer levantamiento de las sucesiones estratigráficas presentes en Cerro Pelón (Fig. 5.1). Dicho autor dividió la columna estratigráfica por edades, y no propuso una nomenclatura litoestratigráfica con nombres formales o informales para el Cenozoico. En el presente trabajo se llevó a cabo la caracterización de la columna del Eoceno por litofacies, mismas que se describen a continuación. Para revisar en que parte de la columna estratigráfica se encuentran las facies, ver anexo.

5.1. Facies y asociaciones de facies

Tres son los grupos de facies que se pueden apreciar en la zona de estudio, marcadas como A, B y C, y se dividen en siete facies, identificadas como A1 y A2, B1, B2 y B3, y C1 y C2. A continuación se presenta tanto la descripción de las facies como la interpretación del probable ambiente de depósito. Tanto el conjunto de las facies como su contenido fósil, sugiere que las rocas estudiadas formaron parte de un sistema deposicional marino profundo.

5.1.1. FACIES CONGLOMERÁTICAS (A).

5.1.1.1. *Facies A1 – Conglomerado con textura matriz-soportada y clasto-soportada.*

Esta litofacies está constituida por dos litologías alternadas, una (a) principalmente arenosa con clastos erráticos de diferente tamaño flotando, en menor proporción, y otra (b) de textura clasto soportada con granos de tamaño de grava de hasta 3 cm y una buena clasificación (Fig. 5.2).

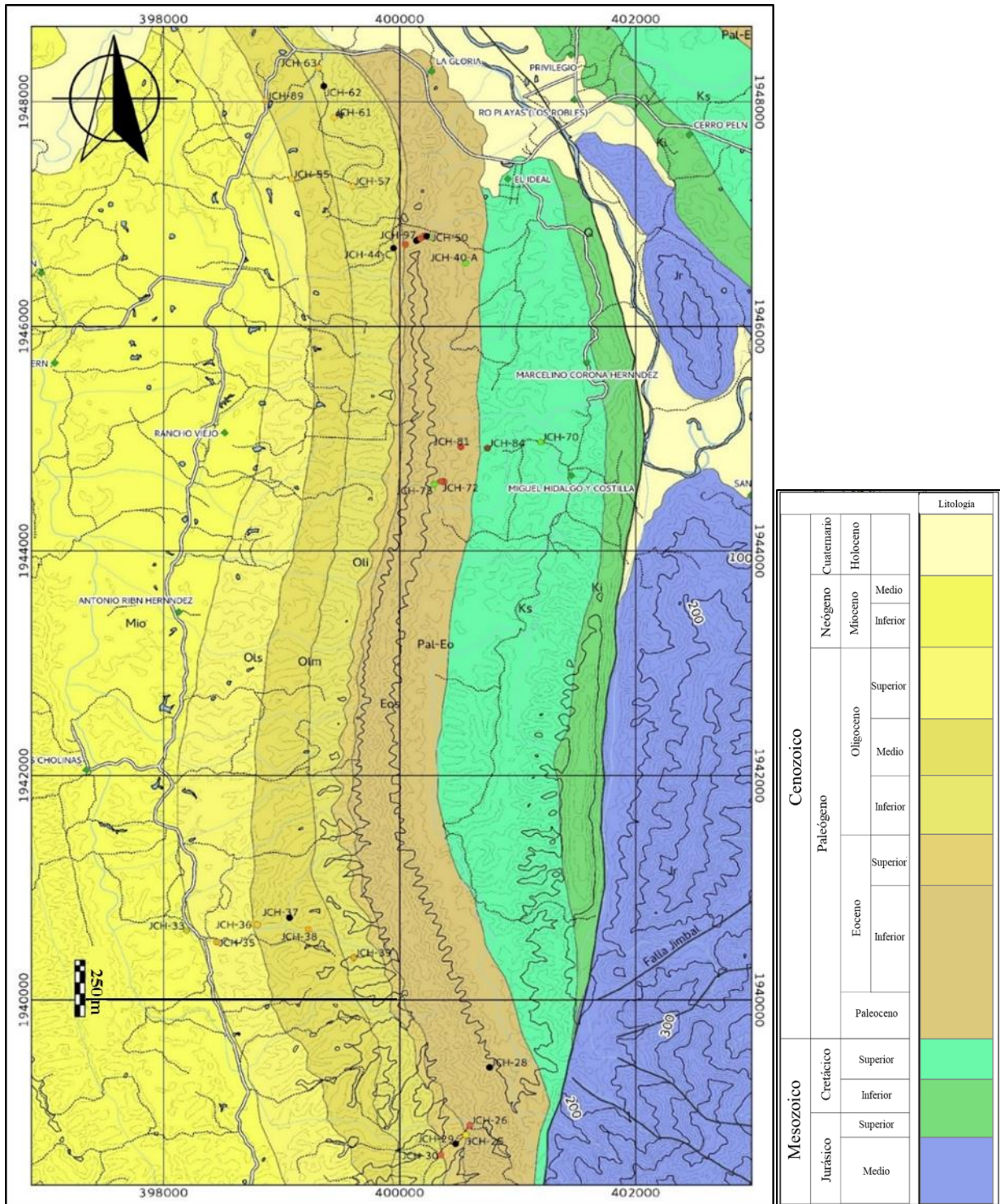


Figura 5.1. Mapa local del área de estudio. Se muestran las principales fallas que afloran en la zona y los datos de las muestras tomadas (tabla de muestras en anexo).

Los clastos están compuestos por rocas ígneas (gabro y granito) y metamórficas (cuarcita, esquisto, gneis). Los estratos son delgados a medios (20 a 50 cm), y la base en la que se encuentran estos estratos está erosionada.

No contiene estructuras primarias, principalmente se encuentran de forma masiva y en raras ocasiones se aprecia gradación normal.



Figura 5.2. Afloramiento de conglomerado, con intercalaciones de texturas matriz-soportada y clasto-soportada (Facies A1).

Interpretación: esta facies se interpreta como el resultado de un flujo de granos, en el que los granos van flotando en una matriz de menor tamaño de grano, en la que van interactuando unos con otros (grano con grano) (Mulder y Alexander, 2001) por lo que esta interacción genera fricción entre los clastos y ocasiona que vayan perdiendo tamaño y se observen afloramientos con buena clasificación.

Por sus características se interpreta como depósito del canal principal, en donde se acumulan sucesiones mixtas como esta facies (Mutti y Ricci Lucchii, 1972).

5.1.1.2. *Facies A2 – Conglomerado con textura clasto-soportada.*

Esta facies incluye los afloramientos conglomeráticos de tamaño grava a canto, llegando a tener clastos de tamaño de bloque erráticos, con textura clasto-soportada. La composición de los clastos presentes varía entre rocas ígneas (gabro, granito, diorita,

granodiorita y fragmentos volcánicos) y rocas metamórficas (cuarcita, esquisto, gneis y pizarra), también se observan intraclastos de rocas sedimentarias (arenisca, caliza y lutita); la matriz consiste de una arena de grano fino a medio. Los estratos tienen un espesor grueso, de 1 a 4.5 m, con base erosiva y un sorteo muy pobre; la estratificación está controlada por el tamaño de los clastos, la litología y su fábrica. No presenta estructuras primarias, pero sí una gradación normal (Fig. 5.3).

Los clastos se encuentran bien redondeados y en algunas ocasiones subredondeados, con un sorteo muy pobre. Presentan una forma prismática, aunque también se aprecian de forma discoidal.

Interpretación: se interpreta las facies A2 como un flujo de detritos pobre en lodo, por el tamaño variado de los granos presentes (muy pobre sorteo), la gradación normal que se encuentra en algunos afloramientos, así como también por la presencia de granos de tamaño bloque. Este tipo de flujos se depositan comúnmente en estratos de varios metros de espesor en la parte interior del abanico submarino, en lo que se conoce como terraza (Walker, 1978; Lowe, 1982).

5.1.1.3. *Conteo de clastos en conglomerados*

Sé realizo un conteo de clastos en cada uno de los afloramientos conglomeráticos encontrados. Se identifico el tamaño, forma, redondez y composición de estos clastos.

Sé utilizo el método por área para el conteo de los clastos, se seleccionó una zona con clastos de tamaño lo más homogéneo posible. Procediendo el método, sé dibujo un cuadro de 1 m x 1 m, en los conglomerados de tamaño grava a canto (Cgg) de hasta 10 cm; y de 20 cm x 20 cm, en conglomerados de tamaño de grano grava (Cgm) de hasta 2 cm, sé contaron aproximadamente 100 clastos en cada afloramiento; sé obtuvieron los siguientes resultados (Tabla 5.1).



Figura 5.3. Conglomerado, de grano tamaño grava, con textura clasto-soportada. Se aprecian las diferentes litologías presentes y el variado tamaño de clasto (Facies A2).

Tabla 5.1. Conteo de clastos y porcentaje en conglomerados (Cgg y Cgm).

Clasto/Conglomerado	Cgg 1		Cgg 2		Cgm 1		Cgm 2	
	Puntos	%	Puntos	%	Puntos	%	Puntos	%
Máfico (Mf)	35	33.98	32	29.35	29	28.15	28	25
Volcánico (Vl)	14	13.59	20	18.35	18	17.47	22	19.64
Caliza (Clz)	7	6.79	2	1.83	1	0.97	8	7.14
Lutita (Lut)	4	3.88	4	3.66	7	6.79	5	4.46
Granito (Gr)	13	12.63	12	11.01	10	9.71	16	14.29
Metamórfico (Mt)	8	7.77	24	22.02	11	10.68	9	8.04
Cuarzo (Cz)	22	21.36	15	13.77	27	26.21	23	20.53
TOTAL	103	100	109	100	103	100	112	100

Como resultado del conteo de clastos en los afloramientos estudiados, se puede apreciar una mayor predominancia de clastos ígneos, entre ellos máficos, volcánicos y

graníticos; seguido de una proporción notable de clastos de cuarzo lechoso; a la que le prosiguen clastos metamórficos (Fig. 5.4).

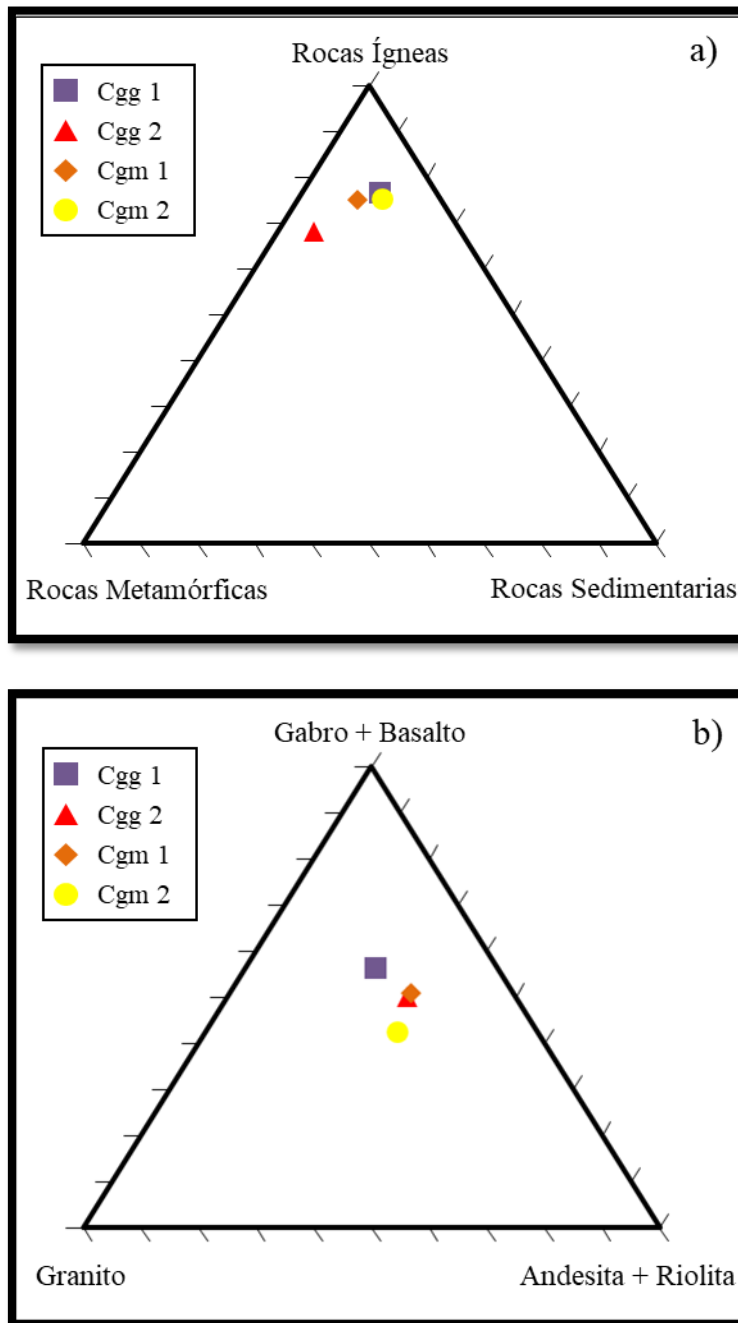


Figura 5.4. Diagramas de conteo de clastos en los conglomerados. (a) Se observa que la composición principal de los afloramientos es ígnea. (b) Mientras que en un diagrama de rocas ígneas se aprecia mayor proporción de rocas máficas como gabro y basalto.

5.1.2. FACIES ARENOSAS (B)

5.1.2.1. Facies B1 – Limo y arenisca gravosa

En esta facies los paquetes de areniscas presentan un tamaño de grano grueso, en la base de estos se aprecian clastos de tamaño grava, estos granos se encuentran constituidos por diferentes litologías, principalmente se observan clastos de cuarzo (Fig. 5.5). El limo-conglomerático se distingue por tener forma irregular en la cima, se observa como una especie de lodo con clastos erráticos de tamaño grava, entre ellos caliza y arenisca, y restos fósiles de gasterópodos. Se presentan estratificados en estratos medianos. Se encuentran principalmente de forma masiva, pero en ciertos afloramientos se llega a apreciar gradación normal y/o erosión en la base.

Interpretación: se puede definir esta facies como un flujo fluidizo, en el que los granos de mayor tamaño, fueron acarreados en la base del flujo, este patrón es típico de estas corrientes, en donde se aprecia el mayor tamaño de grano en la base que en la cima, que es ocasionado por la desaceleración del flujo, lo que se puede definir como una gradación normal (Lowe, 1982). Se puede interpretar el ambiente de depósito como un canal distribuidor de la parte media del abanico submarino, ya que en esta zona el flujo pierde velocidad por el comienzo de la distribución en diferentes canales más pequeños (Normark y Piper, 1983).

5.1.2.2. Facies B2 – Arenisca masiva.

En esta facies estratos de arenisca de grano grueso en forma masiva (Fig. 5.6), con base y/o cima erosiva con estratos de espesor de hasta 1 m, que llegan a estar intercaladas con capas de arenisca de grano medio y espesor delgado, aunque en muy escasas ocurrencias. A diferencia de la facies B1, no se aprecia gradación normal, ni inversa.

Interpretación: se interpreta esta facies como un flujo turbidítico de densidad alta, por su mayor tamaño de grano, respecto a otras facies. Los estratos de arenisca masiva podrían haber sido el principio de la depositación de un flujo como este (Lowe, 1982; Nichols, 2009), ya que no se aprecian las partes superiores de esta secuencia turbidítica y en algunos afloramientos se aprecia base o cima erosiva, se puede suponer que el depósito de estas secuencias no ocurrió o fueron erosionadas. Se puede definir como un depósito de



Figura 5.5. Afloramiento de arenisca gravosa, en el que se aprecian los granos, blanco lechoso, de cuarzo (Facies B1).

canal distal, pero cercano al canal distribuidor, ya que el flujo puede aumentar debido a si el canal va disminuyendo su ancho conforme avanza, provocando bases erosivas y depósitos masivos (Walker, 1978; Zhang et al., 2015).

5.1.2.3. Facies B3 – Arenisca media a gruesa, con rizaduras.

Esta facies está representada por arenisca de tamaño de grano mediano a grueso, en algunas ocasiones las unidades de grano más grueso llegan a contener gravas, de composición principalmente cuarzosa e ígnea, estos clastos no presentan imbricación o alineación entre ellos. Los estratos de esta secuencia llegan a ser gruesos a muy gruesos (50 cm a 2 m). Se aprecian marcas de rizaduras con laminación cruzada, así como también algunos estratos con base erosionada.



Figura 5.6. Estrato de arenisca, de grano grueso, intemperizado.

Algunas sucesiones llegan a presentar series de la secuencia de Bouma (Fig. 5.7): (a) gravas en la parte inferior, con los granos más gruesos en la parte baja y los finos en la parte alta; (b) sobre las gravas, láminas paralelas continuas de arena fina; y (c) en la parte superior se encuentra arenisca de tamaño fino con rizaduras y laminación cruzada.

Interpretación: se puede interpretar esta facies como un flujo turbidítico de baja densidad, esto se deduce porque no se aprecia toda la secuencia de Bouma, solo vemos algunas partes de ella (Ta-Tc). Se puede concluir que primero se tuvo el depósito de sedimentos en suspensión de una manera rápida (Ta: arenisca gravosa con gradación), continuando con rangos de depósito bajos, en periodos, en un régimen de alto grado planar (Tb: arenisca laminar-planar), y seguido de un aumento en el rango de depósito, en un régimen de flujo bajo (Tc: rizaduras) (Kneller, 2003).



Figura 5.7. Afloramiento en el que se observa parte de la serie turbidítica de Bouma (Facies B3).

Al tener estas partes de la secuencia de Bouma presentes, se interpreta que fueron depositadas, en las partes más cercanas al centro del flujo (Nichols, 2009), en diques en la parte media del abanico, estos diques pueden resultar en los cambios del flujo que desarrollan pequeños canales laterales, llegando a tener alto contenido de arenas en capas gruesas, y en algunas ocasiones se forman secuencias turbidíticas de Bouma (Mutti y Ricci Lucchii, 1972; Zhang et al., 2015)

5.1.3. FACIES LIMO-ARENOSAS (C)

5.1.3.1. Facies C1: Arenisca fina intercalada con arcillas.

Se compone de una sucesión de arenisca de grano fino a medio, intercalada con lutita y limolita. La arenisca llega a tener estratos delgados (10 cm) y se observa que se encuentra

laminada. Mientras que las unidades arcillosas se presentan en láminas y estratos muy delgados (1 a 5 cm), se observa laminación paralela continua y estructuras de carga, y en algunas ocasiones se aprecia bioturbación.



Figura 5.8. Facies C1. Originada en los lóbulos del abanico submarino, se observa la intercalación de arcillas (parte superior) y arenisca de grano fino con laminación (parte inferior).

5.1.3.2. Facies C2: Sucesiones arcillosas intercaladas con arenisca.

Esta sucesión está compuesta de capas delgadas de lutita y limolita arenosas con estratos de 10 a 30 cm (Fig. 5.9). Mientras su intercalación de arenisca, con un tamaño de grano fino/medio, se presenta en láminas de hasta 5 cm. Conforme se acerca a la base y cima del Eoceno, el espesor de las secuencias arcillosas va aumentando y, por el contrario, las capas arenosas comienzan a decrecer en espesor.

Interpretación facies C1 y C2: estas dos facies se pueden interpretar como un flujo turbidítico de baja densidad, en el que solamente se generaron las dos últimas series de la secuencia de Bouma (Td: laminación de arenisca fina o limolita y Te: arcillas), esto pudo ser



Figura 5.9. Facies C2: intercalaciones de lutita y arenisca. Se aprecia una fractura que corta un estrato de arenisca.

ocasionado por un descenso en el flujo de la corriente turbidítica, lo que genera laminación en las capas delgadas de arenisca o limolita, pero que no ocurre en todas las ocasiones. La facies C2, consiste principalmente de una serie de intercalaciones de limolita y lutita, pudiendo haber sido depositadas estas sucesiones por medio de suspensión, después de que la corriente turbidítica se detuvo (Mutti y Ricci Lucchii, 1972; Normark et al., 1979; Piper y Normark, 1983; Mulder y Alexander, 2001).

Estas facies pudieron haber sido depositadas en lóbulos en la parte externa del abanico, la facies C1 pertenece a un lóbulo arenoso, y la facies C2 a un lóbulo lodo-arenoso; ya que en esta zona es donde se llegan a depositar los granos mas finos de este tipo de sistema (Middleton et al., 2003; Nichols, 2009; Zhang et al., 2015).

5.1.4. Asociaciones de facies

En la parte inferior de la columna se observa una asociación de facies entre las facies C1 y C2, que se intercalan entre sí, con estratos principalmente arcillosos (C2), de mayor espesor, y en menor proporción los estratos arenosos (C1).

Conforme se avanza hacia la parte central de la columna, los estratos arenosos comienzan a tener mayor espesor, iniciando una intercalación de las facies C1 y C2 con las facies B1, B2 y B3, en donde se aprecian las estructuras sedimentarias presentes en las facies B (rizaduras, laminación paralela, gradación, erosión en base y/o cima).

En la parte media de la columna, se observa un aumento en el tamaño de grano, en donde ya no se aprecian las facies C1 y C2, en su lugar, la asociación de facies B se intercala con las facies conglomeráticas A1 y A2, en donde llega a haber granos de hasta tamaño bloque. Al final de la parte central desaparecen las facies A y comienza una intercalación de las facies B y C

Hacia la cima de la columna se dejan de observar afloramientos de las facies B, y se aprecia un predominio de intercalaciones de las facies C1 y C2.

6. Petrografía

En este capítulo se describe la composición de los clastos de la facies conglomerática, que fueron laminados para realizar la caracterización mineralógica, todas las láminas cuya numeración incluye la letra C corresponden a clastos, las muestras estudiadas de areniscas se describen aparte.

6.1. Abreviaciones de minerales

Para las abreviaciones minerales utilizadas en este trabajo se optó por emplear la nomenclatura propuesta por Whitney y Evans (2010), que es la siguiente:

(a) Cb: carbonatos, (b) Chl: clorita, (c) Ep: epidota, (d) Kfs: feldespato-K, (e) Ms: muscovita, (f) Nph: nefelina, (g) Ol: olivino, (h) Opx: ortopiroxeno, (i) Pl: plagioclasa, (j) Qz: cuarzo, (k) Ser: sericita, (l) Srp: serpentina y (m) Zrn: zircón

6.2. Petrografía de clastos

6.2.1. Lámina C29

El clasto en muestra de mano es de color verde oscuro con textura afanítica, bajo el microscopio se identificó una textura reticulada (Fig. 6.1). El principal mineral es la serpentina, en habito fibroso, incoloro, con un pleocroísmo débil amarillo, con un color de interferencia blanco-gris y una extinción moteada. Se aprecian minerales ferromagnesianos, posibles magnetitas y piritas. El clasto corresponde a una Serpentinita.

6.2.2. Lámina C22

El clasto es de color verde en muestra de mano y bajo el microscopio tiene textura porfídica, se observan fenocristales de plagioclasa y nefelina (Fig. 6.2), muestra evidencias de deformación y metamorfismo, en algunas zonas ha cristalizado serpentina, además de cambios mineralógicos probablemente relacionados al intemperismo. Los cristales no tienen una forma cristalina bien definida y se aprecia una matriz compuesta de microcristales de plagioclasa. Por la deformación y alteración es difícil determinar si

es una fonolita o una sienita nefelinítica. En cualquiera de los dos casos se trata de una roca ígnea alcalina.

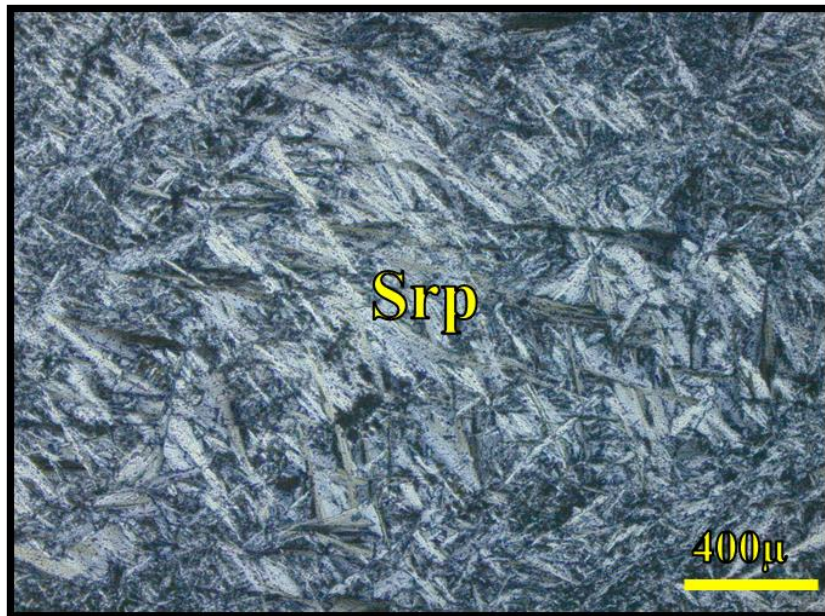


Figura 6.1. Microfotografía de la lámina C29. Se observa la textura reticulada, presente en serpentinas, y alrededor minerales ferromagnesianos.

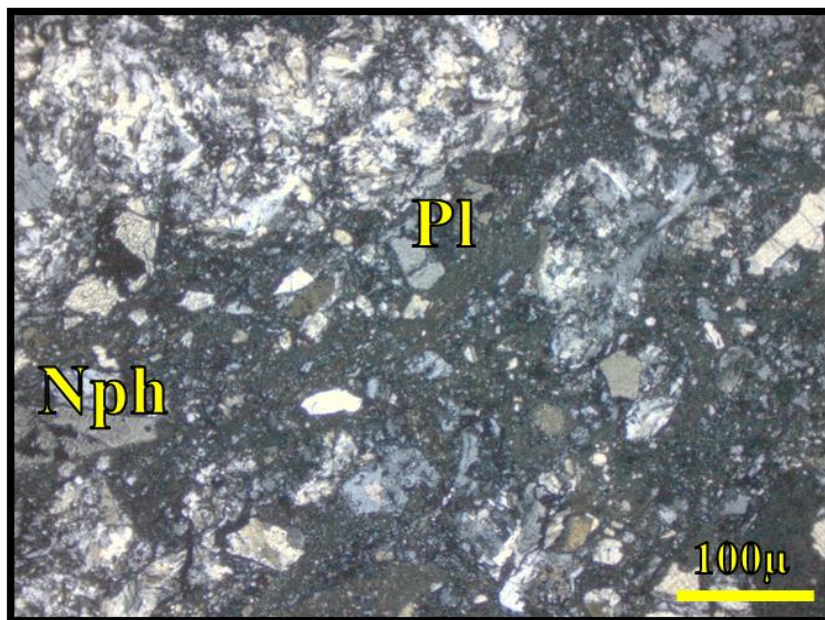


Figura 6.2. Microfotografía de la lámina C22. Se observa una matriz cristalina fina, rodeada de fenocristales de plagioclasa y nefelina alterados.

6.2.3. Lámina C2

El clasto es de color gris oscuro y presenta una textura fanerítica claramente distinguible en muestra de mano, en lámina delgada se observa también la textura holocristalina-inequigranular, el mineral más abundante en la lámina delgada es la plagioclasa (labradorita), presenta forma euhedral; le sigue el ortopiroxeno, que presenta clivaje en una dirección, formas euhedrales y subhedrales con fracturamiento (Fig. 6.3). También se encuentran reemplazamientos por arcilla y minerales ferromagnesianos, probablemente asociados al intemperismo.

Posiblemente la roca sea una norita, por su falta de olivino y su alto contenido de plagioclasa cálcica y ortopiroxeno.

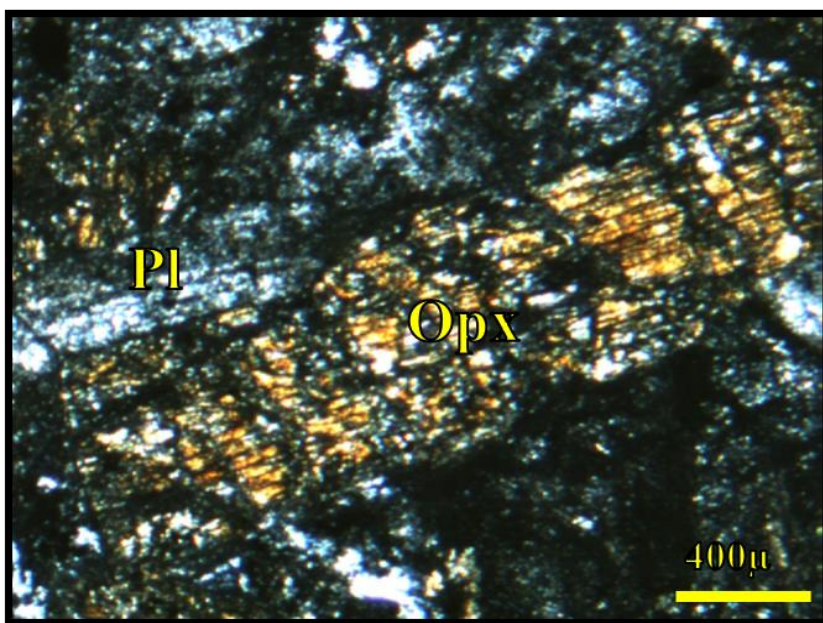


Figura 6.3. Microfotografía de la lámina C2. Cristal de ortopiroxeno con forma prismática y alto grado de fracturamiento, rodeado de plagioclasas.

6.2.4. Lámina C4

Clasto que presenta bajo el microscopio una textura afanítica-intersertal, con fenocristales (Fig. 6.4). Los minerales primarios son la plagioclasa, con un nivel de alteración alto por arcillas; y el clinopiroxeno, en forma subhedral y anhedral, de diferentes tamaños, algunos con alteración por clorita. Como minerales accesorios se

encuentran ortopiroxenos y olivinos, estos últimos con colores de interferencia de 2do orden y de diferentes tamaños. Se aprecian vetillas rellenas de carbonato, clorita y serpentina. La composición indica que es un gabro con cierto grado de metamorfismo.

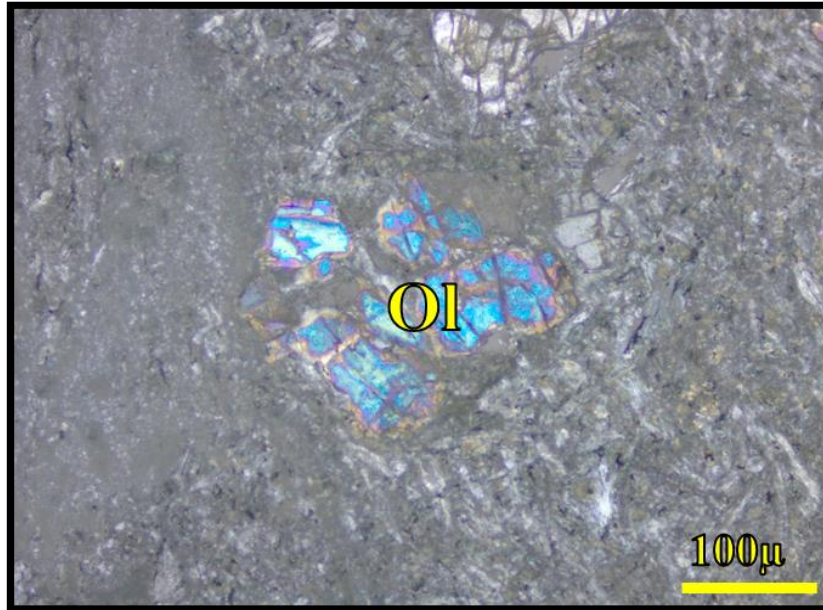


Figura 6.4. Microfotografía de la lámina C4. Cristal de olivino con color de interferencia de 2do orden.

6.2.5. Lámina C9

Presenta una textura intersertal-equigranular (Fig. 6.5). Contiene principalmente plagioclasa, reemplazada por arcillas; y clinopiroxeno, en forma subhedral y anhedral, que presenta fracturamiento. En menor cantidad se encuentran ortopiroxenos, de forma subhedral con clivaje en una dirección; también se aprecian algunos cristales de hornblenda, con forma subhedral, sin maclas, con un color de interferencia gris-amarillo y pleocroísmo amarillo-verdoso y fracturas rellenas de carbonatos. La roca corresponde a un gabro.

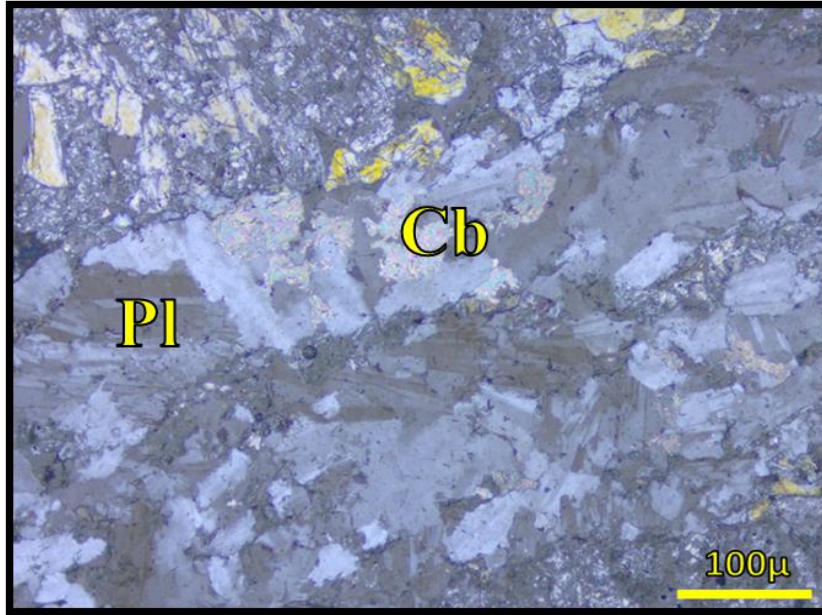


Figura 6.5. Microfotografía de la lámina C9. Se observan cristales de plagioclasa rodeados de fracturas rellenas de calcita.

6.2.6. Lámina C10

En esta lámina se aprecia una textura inequigranular-poiquilitica (Fig. 6.6). Los minerales principales son la plagioclasa de forma subhedral con inclusiones de piroxenos xenomorfos, reemplazados por arcilla, con maclas simples; ortopiroxeno con clivaje en una o dos direcciones, con pleocroísmo amarillo-marrón. Como minerales accesorios se encuentran cristales de anfíboles y circones. La roca puede corresponder a una diorita.

6.2.7. Lámina C17

Lámina con textura intersertal-equigranular (Fig. 6.7). El mineral principal es la plagioclasa, con un porcentaje alto de reemplazamiento por arcilla probablemente relacionado al intemperismo. Contiene epidota con un relieve alto y colores de interferencia amarillos a rosados.

También presenta alteración por serpentina, se identifican por el habito fibroso que es común en ellas, lo que indica cierto grado de metamorfismo. La roca corresponde probablemente a un basalto o un gabro con metamorfismo hidrotermal.

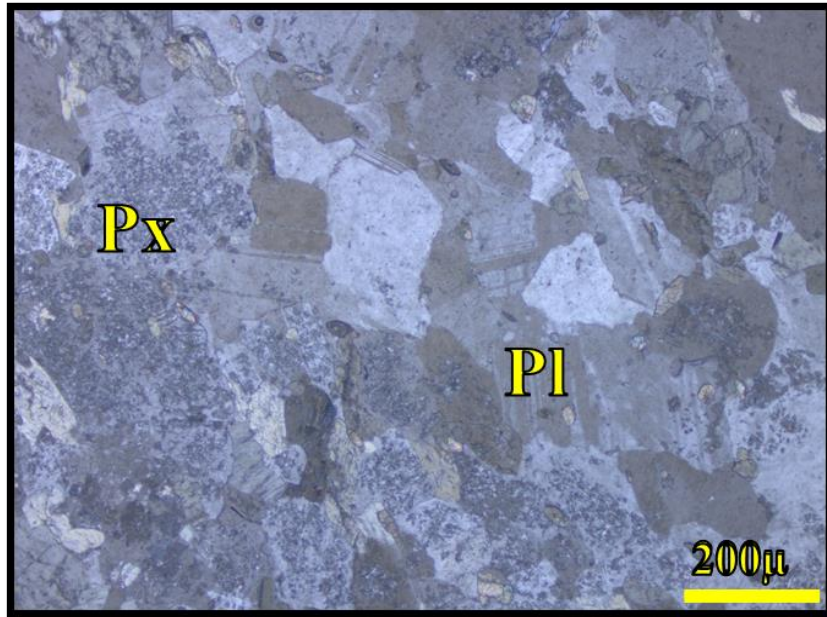


Figura 6.6. Microfotografía de la lámina C10. Cristales de plagioclasa con inclusiones de piroxenos.

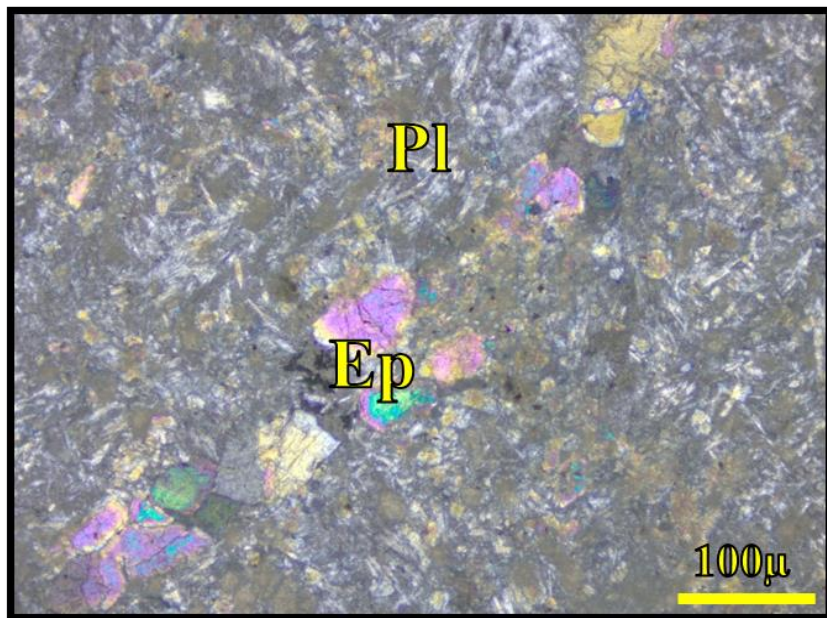


Figura 6.7. Microfotografía de la lámina C17. Se observan cristales de plagioclasas, serpentina y de epidota con colores de interferencia altos. La muestra presenta también una alteración por intemperismo.

6.2.8. Lámina C7

El clasto tiene una textura fanerítica y color blanco con cristales negros, en muestra de mano. En lámina delgada corresponde a una roca granítica con cierto grado de metamorfismo. Presenta una textura holocristalina, contiene cristales con textura pertítica y otros con textura antipertítica (Fig. 6.8). Los minerales principales que forman la roca son cuarzo, de forma irregular con extinción ondulante; feldespato potásico, ortoclasa, con maclas tipo Carlsbad, se puede ver en el interior de los cristales lamelas de plagioclasa; pertitas de plagioclasa, albita y oligoclasa, con zonaciones. Como otros minerales se identificaron biotita, apatito, hornblenda y algunos circones. También se observan minerales secundarios por intemperismo o alteración por hidrotermalismo como sericita, clorita y epidota.

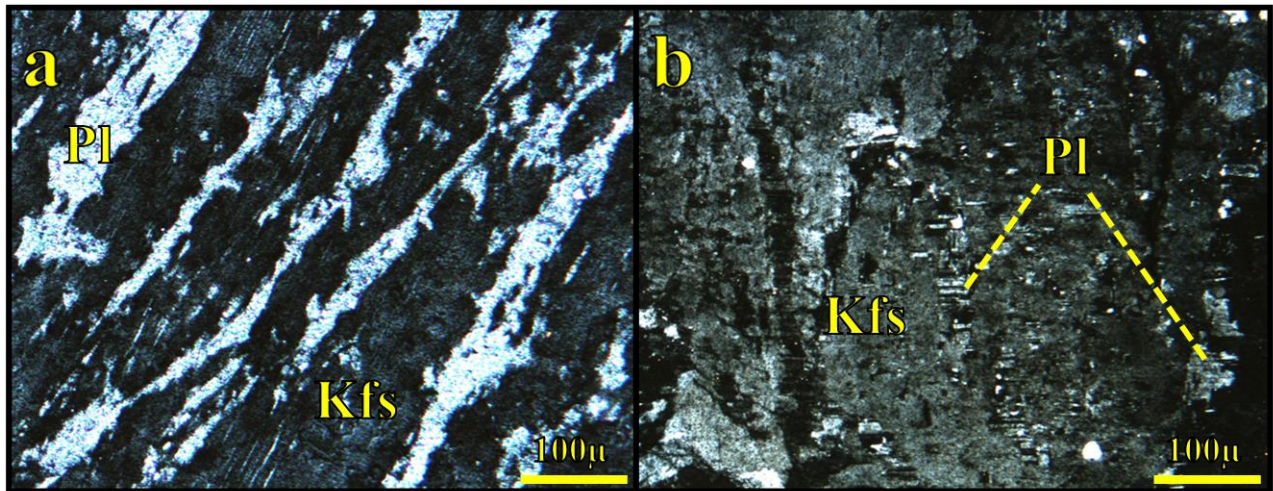


Figura 6.8. Microfotografías de la lámina C7. (a) Textura pertítica. (b) Textura antipertítica: cristales de feldespato K con lamelas de plagioclasa

6.2.9. Lámina C25

El clasto corresponde a una roca sedimentaria, es una arenisca con textura bien clasificada, clastos subangulosos a subredondeados, con contactos cóncavo-convexos y suturados (Fig. 6.9). Los minerales principales son el cuarzo policristalino, plagioclasa, con maclas de albita de pequeña y gran anchura con reemplazamiento por sericita, feldespato potásico, posible ortoclasa, de bajo relieve y con macla Carlsbad, con inclusiones. La roca tiene como minerales autigénicos calcita y sericita.

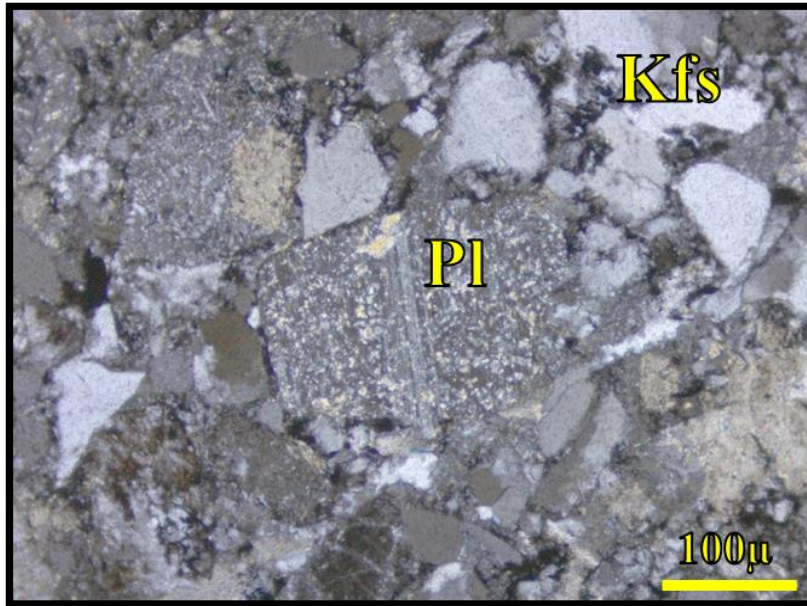


Figura 6.9. Microfotografía de la lámina C25. Se aprecian cristales de cuarzo rodeando un cristal de plagioclasa, que presenta un alto grado de alteración.

6.2.10. Lámina C27

El clasto presenta en lámina delgada una textura holocrystalina-inequigranular (Fig. 6.10). Los minerales principales son cuarzo de hábito irregular, con tamaños variados; feldespato potásico (microclina y ortoclasa), con intercrecimiento de plagioclasa en una textura peritética y plagioclasa, y maclas en microclina “enrejada”. También se presenta epidota, como mineral secundario. Presenta un reemplazamiento en las zonas intergranulares y en amplias zonas intercrystalinas por sericita (que llega al 50%) y calcita. Aparentemente la roca original fue un granito

6.2.11. Lámina C28

El clasto es de color blanco con cristales oscuros. En muestra de mano y bajo el microscopio se observa una textura holocrystalina (Fig. 6.11). los minerales que la forman son cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Como minerales secundarios, por reemplazamiento, presenta clorita (de color azul y verde), epidota, calcita (pequeños

cristales) y muscovita (sericita). Por su textura y composición corresponde a un granitoide.

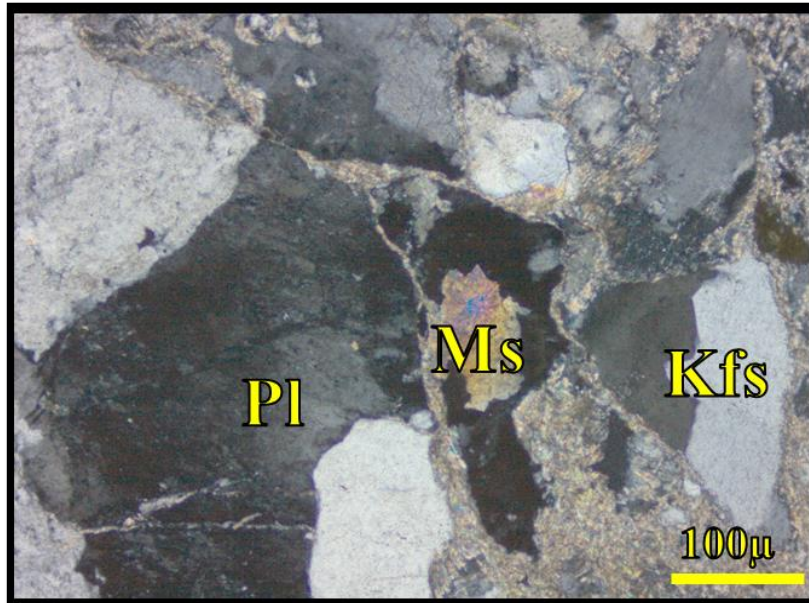


Figura 6.10. Microfotografía de la lámina C27. Se aprecia un cristal de sericita en el centro de la lámina, rodeado de cristales de feldespato K y plagioclasa, con un relleno, posiblemente de arcilla, entre ellos.

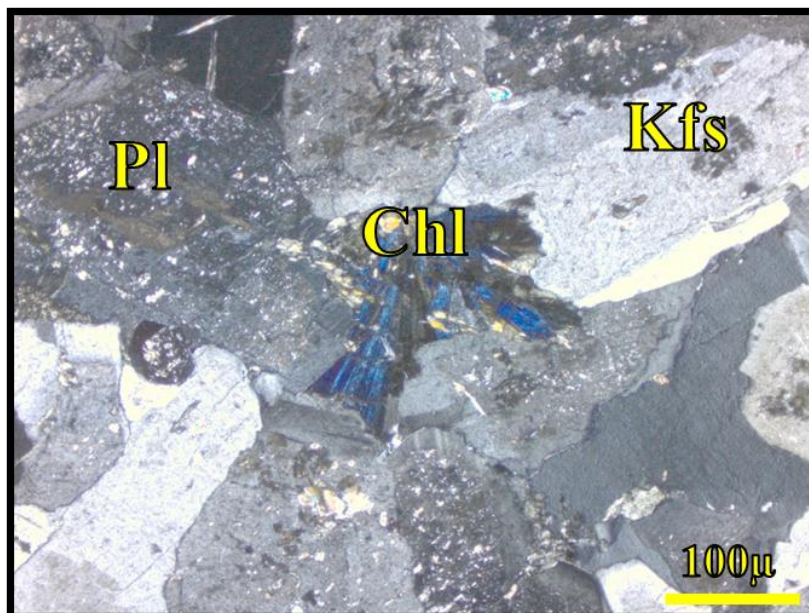


Figura 6.11. Microfotografía de la lámina C28. En el centro de la imagen se observa una clorita de color azul, rodeada de cristales de plagioclasa y feldespato potásico, estos últimos con crecimiento de sericita secundaria.

6.3. Petrografía de areniscas

Se realizaron láminas delgadas de areniscas de las partes superior e inferior del conglomerado para su estudio petrográfico, las muestras presentan los diferentes tamaños de grano, de medio a muy grueso (grava).

Las muestras (Fig. 6.12) estudiadas en su mayoría son areniscas de tamaño medio, clasto soportado, con una clasificación de pobre a moderada, compuestas por clastos subangulares y subredondeados, con contactos puntuales y longitudinales entre sí. La matriz está compuesta de minerales arcillosos y se presenta, en todas las muestras, un cementante carbonatado, posiblemente calcita, este se encuentra entre los granos y dentro de ellos en fracturas y vetillas. Las muestras presentan una gran cantidad de poros, esta porosidad se encuentra rellena de materia orgánica.

Los clastos tienen cierta tendencia de fracturación (Fig. 6.12a), ya que las fracturas presentes van rompiendo diferentes clastos, continuamente, y estas están rellenas de calcita.

Los clastos de cuarzo tienen una extinción recta y en otras ocasiones ondulosa (Fig. 6.12b), siendo cuarzo volcánico y metamórfico, respectivamente. También se apreciaron granos subredondeados de cuarzos compuestos o policristalinos (Figs. 6.12a, 6.12b, 6.12c, 6.12d).

Los clastos de feldespato varían desde feldespato-K y plagioclasa, presentan maclas simples y polisintéticas, estas últimas también se encuentran en forma de enrejado, macla característica de la microclina (Fig. 6.12e). Presentan un color de interferencia gris de primer orden, y en nicols paralelos se observa un aspecto turbio, posiblemente ocasionado por minerales autigénicos.

En cuanto a los fragmentos de rocas se aprecian fragmentos de diferentes composiciones, clastos de rocas sedimentarias como areniscas y rocas carbonatadas, fragmentos biogénicos; líticos de rocas ígneas (rocas graníticas y máficas); y metamórficas, como de serpentinas y esquisto. Los clastos de rocas se encuentran cloritizados, serpentinizados o reemplazados por minerales autigénicos (Figs. 6.12c, 6.12d).

Cuatro de las láminas estudiadas presentaron un tamaño de grano muy grueso, al revisarlas se apreció una gran cantidad de fragmentos de roca, dominando sobre cuarzo y

feldespato, en menor proporción (Figs. 6.12a, 6.12b, 6.12c, 6.12d). Estas muestras tienen un sorteo muy pobre y la mayoría de los granos se encuentran redondeados o muy redondeados, se observa un contacto puntual y longitudinal, y algunos cóncavos. Las muestras no presentan contactos suturados, por lo que se puede interpretar que fueron sujetas a cortos periodos de compactación.

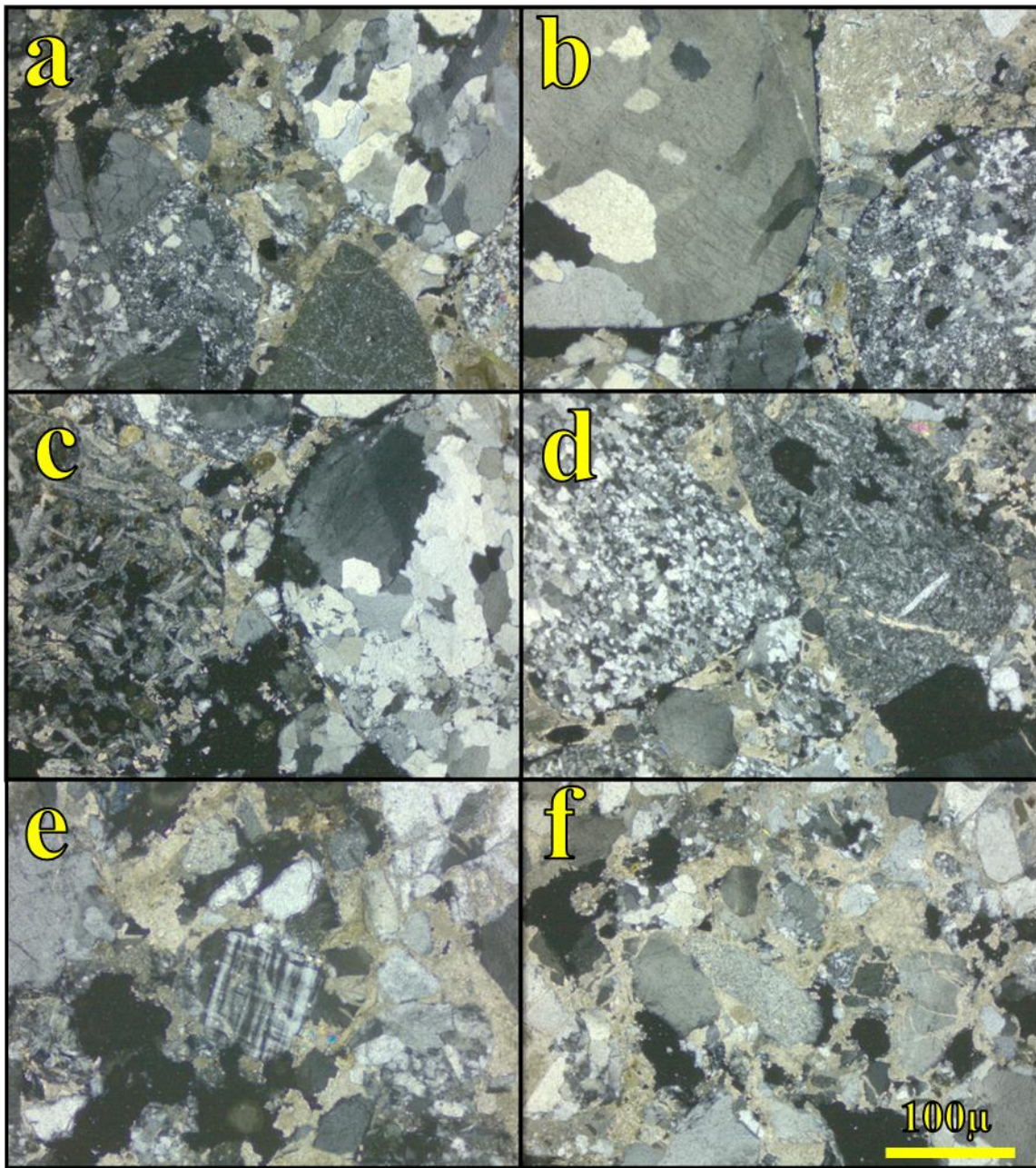


Figura 6.12. Microfotografías de diferentes láminas de arenisca de la zona de estudio. Se aprecian los diferentes tamaños de grano, la variada composición y sus contactos.

7. Geoquímica

7.1. Clasificación geoquímica

Los clastos magmáticos incluidos en los conglomerados bajo estudio fueron separados mecánicamente, con el fin de establecer su composición geoquímica en elementos mayores (% peso) y traza (ppm) (Tabla 7.1). De acuerdo a su contenido en %SiO₂, los clastos muestran composiciones ultramáficas (C29), máficas (C2, C9, C10, C17 y C22), intermedias (C16) y félsicas (C7, C21, C27 y C28).

Ya que el material estudiado presenta una fuerte evidencia de alteración por intemperismo, para la clasificación geoquímica se decidió utilizar el diagrama en base a relaciones de elementos inmóviles Zr/Ti vs Nb/Y de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 7.1).

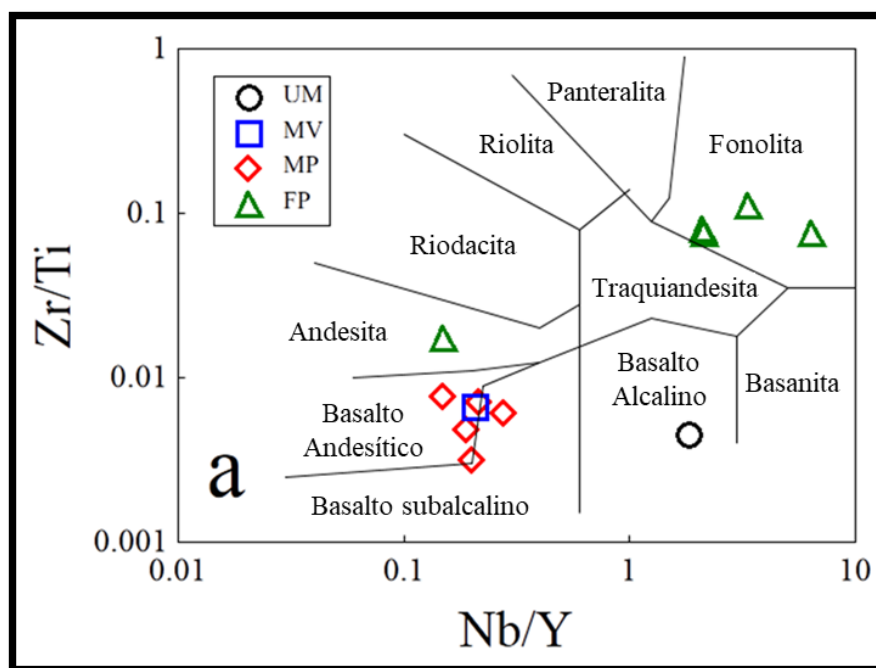


Figura 7.1. Diagrama para clasificación de rocas volcánicas Zr/Ti vs Nb/Y. Muestra UM: ultramáfica (C29), MV: máfica volcánica (C22), MP: máfica plutónica (C2, C9, C10 y C17) y FP: félsica plutónica (C7, C16, C21, C27 y C28) (Winchester y Floyd, 1977).

La roca ultramáfica peridotítica (C29) se ubicó en el campo de basalto alcalino; los gabros (C2, C4, C9, C10 y C17) se distribuyeron en los campos de basalto sub-alcalino y andesita basáltica; la muestra volcánica (C22) se encuentra en el campo de andesita basáltica; la granodiorita (C16) se asocia a andesita, y los granitos (C7, C21, C27 y C28) se ubican en

el campo de fonolita. Cabe señalar que, al momento, no existen disponibles en la literatura esquemas de clasificación geoquímica para rocas plutónicas alteradas, por lo mismo, la composición es orientativa y si concuerda con el estudio de la petrografía, con el cual se definió las litologías antes mencionadas.

7.2. Diagramas de lantánidos y multi-elementos normalizados

En el diagrama de Tierras Raras (REE) para la roca que presenta una composición ultramáfica (C29), se aprecia un patrón cercano a la horizontal con $REE_N \sim 1.0x$ (Figs. 7.2, 7.4-7.6; Valores de normalización a condrita en ppm; Nakamura, 1974; Haskin et al., 1968): La = 0.329, Ce = 0.865, Pr = 0.112, Nd = 0.63, Sm = 0.203, Eu = 0.077, Gd = 0.276, Tb = 0.047, Dy = 0.343, Ho = 0.07, Er = 0.225, Tm = 0.03, Yb = 0.22 y Lu = 0.339). Como se observó en la petrografía, la roca está serpentinizada en su totalidad, la muestra fue comparada con diversos tipos de serpentinas expuestas en diferentes ambientes tectónicos (Deschamps et al., 2013): serpentinas abisales, serpentinas de cuña de manto y serpentinas de subducción, siendo estas últimas con las que la roca C29 presenta una mayor similitud.

La muestra C29 presenta la misma afinidad, serpentinas de subducción, en el diagrama de multi-elementos normalizado a manto primordial (Figs. 7.3, 7.4, 7.5, 7.7; Valores de normalización a manto primitivo (MPr) en ppm; Wood et al., 1979; McDonough et al., 1992): Cs = 0.019, Rb = 0.860, Ba = 7.560, Th = 0.096, U = 0.027, K = 252.0, Ta = 0.043, Nb = 0.620, La = 0.710, Ce = 1.900, Sr = 23.000, Nd = 1.290, P = 90.400, Hf = 0.50, Zr = 11.000, Sm = 0.385, Ti = 1200, Tb = 0.099, Y = 4.870 y Pb = 0.071) en la cual se observa un empobrecimiento en elementos litófilos, y su patrón es comparable con el de harzburgitas de subducción (Deschamps et al., 2013).

El grupo de gabros (C2, C4, C9, C10 y C17) se caracteriza por presentar patrones normalizados a lantánidos sub-horizontales con $REE_N = 9-30x$ y con ausencia de anomalías negativas de Eu (Fig. 7.4a). De forma similar el diagrama de multi-elementos de los gabros (Fig. 7.4b) tiende a ser sub-horizontal con enriquecimientos respecto al manto primitivo de 1-20x y no muestran un desacoplamiento entre elementos LILE y HSFE.

Tabla 7.1. Tabla de composiciones químicas. Elementos mayores (% peso) y traza (ppm) de los clastos ígneos y metamórficos incluidos en los conglomerados del Eoceno en Las Choapas, Veracruz.

Muestra	C-29	C-9	C-2	C-17	C-10	C-22	C-16	C-28	C-21	C-7	C-27
Litología	Serpentina	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Basalto	Granodiorita	Granito	Granito	Granito	Granito
UTM E	0399744	0402673	0402673	0399744	0402673	0399744	0399744	0399744	0399744	0402673	0399744
UTM N	1947244	1946499	1946499	1947244	1946499	1947244	1947244	1947244	1947244	1946499	1947244
%SiO ₂	40.404	46.670	47.540	48.372	48.710	47.791	61.68	68.471	72.481	74.630	78.752
%TiO ₂	0.048	1.383	1.742	1.898	1.081	0.747	0.770	0.239	0.265	0.178	0.121
%Al ₂ O ₃	1.454	16.310	15.390	13.910	14.130	15.421	14.560	15.649	13.770	13.570	11.127
%Fe ₂ O ₃ ^f	7.720	11.119	11.894	12.030	11.761	10.413	7.960	2.248	1.788	1.034	0.678
%MnO	0.089	0.220	0.150	0.156	0.190	0.167	0.170	0.026	0.035	0.020	0.009
%MgO	37.100	7.563	7.786	7.376	8.793	7.258	2.500	2.279	0.592	0.433	0.440
%CaO	0.901	9.385	7.537	9.913	9.893	9.370	4.290	2.795	0.495	0.536	0.180
%Na ₂ O		2.700	3.097	2.963	2.996	3.086	4.930	5.293	3.165	3.674	2.239
%K ₂ O		1.058	0.520	0.090	0.085	0.184	0.700	0.829	6.209	5.085	5.217
%P ₂ O ₅	0.005	0.113	0.154	0.175	0.095	0.139	0.380	0.071	0.072	0.038	0.027
LOI	12.080	3.370	4.080	2.930	2.160	5.300	1.850	1.800	0.920	0.790	0.980
Sum	99.801	99.891	99.890	99.813	99.894	99.876	99.790	99.700	99.792	99.988	99.700
Sc	11.5		80.3	73.1	61.3	39.6	18.2	2.3	0.4	3.1	
V	21.8	244	347	312	235	236	127	20.7	10.3	9.1	12.7
Cr	2312	379	122	138	356	129	3.7	35.8	5.3	6.1	6.7
Co	58.3	52.0	41.7	39.7	39.8	41.0	40.5	50.0	22.4	11.6	43.6
Ni	1299	137	82	121	107	115	14	118	8.9	7.7	9.2
Cu	16.6	77.0	68.3	58.8	7.8	47.9	60.5	1.26	4.37	4.38	2.00
Zn	40.9	87.0	49.2	94.0	69.6	72.3	87.1	26.1	27.1	25.9	6.9
Rb		23.0	11.2	1.1	1.9	8.0	5.7	3.5	107.9	228.6	106.3
Sr	32.9	205	159	184	80	297	187	559	87	64	61
Y	1.64	18.0	41.8	53.4	30.1	19.5	33.5	4.01	5.06	30.0	1.7
Zr	1.49	53	87	118	16	59	77	23	88	9	20
Nb	0.39	5.00	4.60	3.96	2.21	1.59	3.84	8.57	14.58	17.17	11.53
Cs	0.01		0.24	0.02	0.18	0.33	0.22	0.21	1.29	2.81	0.77
Ba	1.77	101	97	9.7	43	29	47	337	1099	326	1435
La	0.45		4.71	8.78	2.38	8.31	10.86	3.98	3.97	6.06	2.72
Ce	1.09		12.58	41.45	6.66	39.49	15.41	5.37	10.51	12.11	5.44
Pr	0.09		2.16	3.69	1.25	2.34	5.12	1.07	0.95	1.53	0.51
Nd	0.55	7.67	11.56	25.10	6.91	14.62	35.36	6.47	5.22	5.49	2.81
Sm	0.13	2.73	4.17	6.62	2.69	3.11	6.89	1.10	0.92	1.58	0.41
Eu	0.05		1.92	2.21	1.18	0.96	1.85	0.38	0.32	0.46	0.39
Gd	0.25		4.97	10.19	3.32	4.54	6.55	1.38	1.21	1.66	0.56
Tb	0.03		0.97	1.50	0.67	0.555	0.97	0.13	0.14	0.26	0.05
Dy	0.22		6.48	9.27	4.47	3.19	5.82	0.64	0.83	1.63	0.30
Ho	0.05		1.41	2.00	0.99	0.67	1.05	0.12	0.17	0.37	0.06
Er	0.14		4.80	5.64	3.30	1.84	3.44	0.30	0.53	1.35	0.18
Tm	0.02		0.57	0.81	0.41	0.26	0.53	0.04	0.09	0.15	0.03
Yb	0.15		3.77	5.23	2.77	1.66	3.25	0.24	0.54	1.49	0.21
Lu	0.02		0.56	0.81	0.42	0.25	0.58	0.04	0.11	0.16	0.04
Hf	0.05		2.54	3.28	0.79	1.54	2.30	0.90	3.16	1.19	0.66
Ta	0.27		1.08	0.68	0.69	0.38	2.72	5.57	2.48	1.06	4.10
Pb	0.71	3.00	0.16	0.55	0.11	1.43	2.43	2.93	3.30	10.44	8.76
Th	0.03	2.00	0.29	0.55	0.19	2.03	0.70	0.39	1.07	5.79	1.91
U			0.07	0.05	0.05	2.05			0.79	3.33	2.27

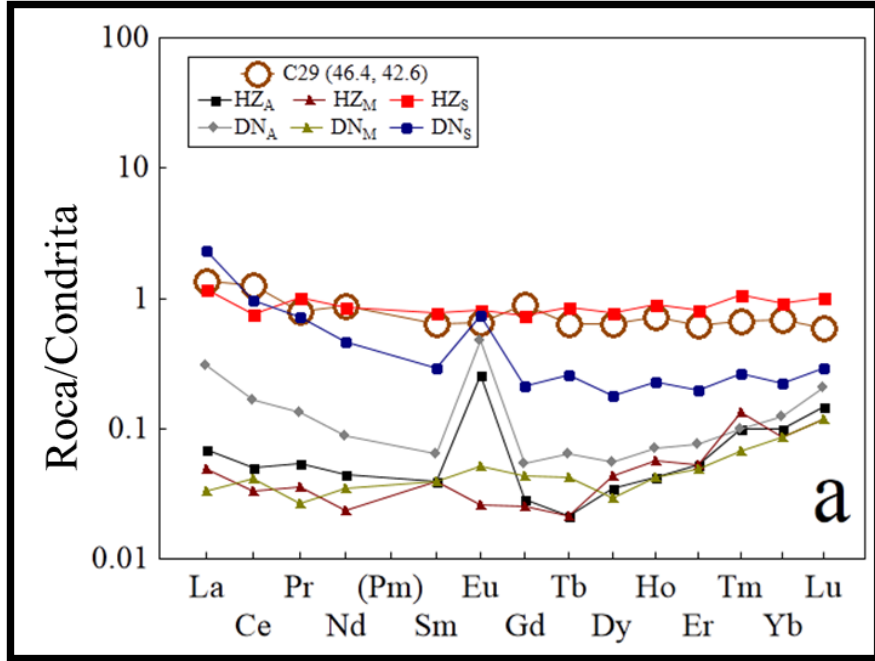


Figura 7.2. Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrita de las litologías ultramáficas de Las Choapas. HZ_A= Hazburguita abisal, HZ_M= Harzburguita de cuña del manto, HZ_S= Hazburguita de subducción, DN_A= Dunita abisal, DN_M= Dunita de cuña del manto y DN_S= Dunita de subducción (Deschamps et al., 2013). Los valores reportados a un lado de la muestra son el contenido de %SiO₂ y %MgO.

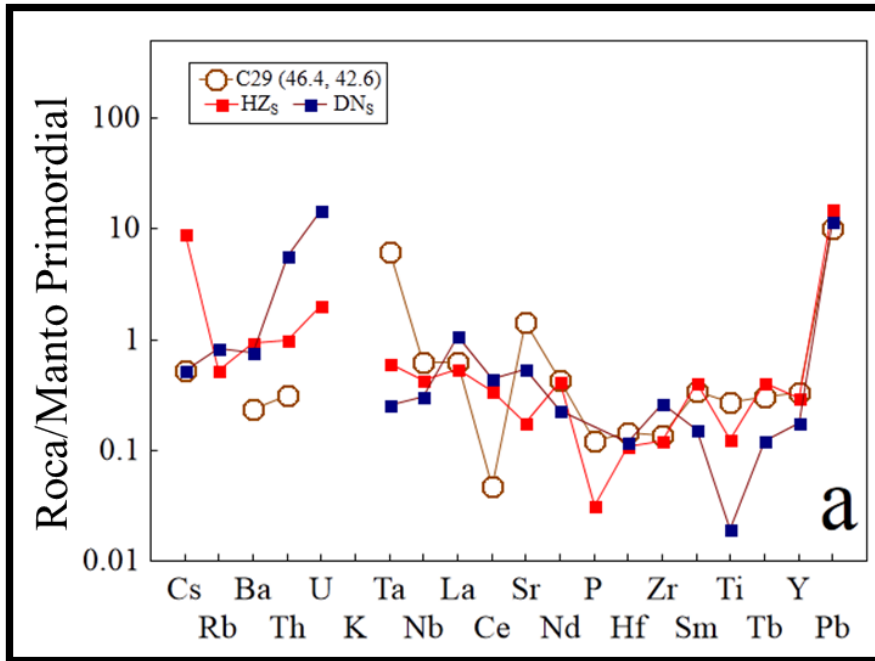


Figura 7.3. Diagrama de multi-elementos normalizado a manto primitivo para la roca ultramáfica de Las Choapas, HZ_S= Harzburguita de subducción, DN_S= Dunita de subducción. Los valores reportados a un lado de la muestra son el contenido de %SiO₂ y %MgO.

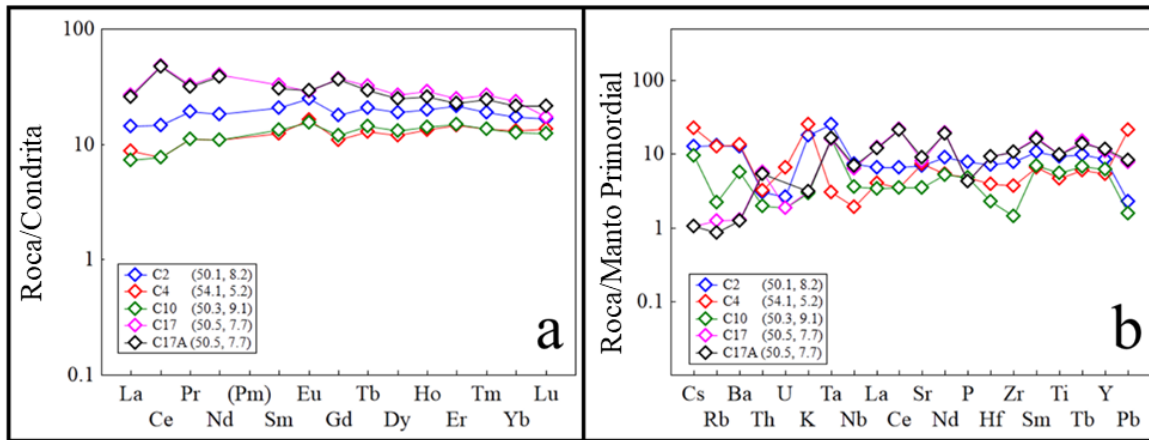


Figura 7.4. Diagramas de (a) Tierras Raras normalizado a condrita y (b) multi-elementos normalizado a manto primitivo para los gabros (C2, C4, C9, C10 y C17) de Las Choapas. Valores para normalización a condrita (Nakamura, 1974; Haskin et al., 1968) y de normalización para MPr (Wood et al., 1979; McDonough et al., 1992).

Cabe señalar que el basalto (C22) presenta patrones de lantánidos (Fig. 7.5a) y multi-elementos (Fig. 7.5b) que son comparables a los que caracterizan a los gabros.

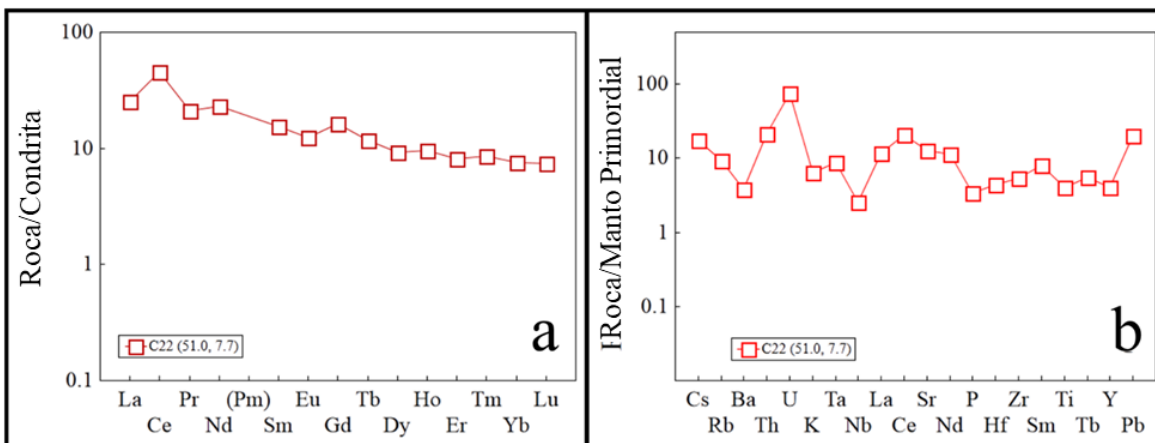


Figura 7.5. Diagramas de (a) Tierras Raras normalizado a condrita y (b) multi-elementos normalizado a manto primitivo para la muestra de basalto (C22) de las Choapas. Valores para normalización a condrita (Nakamura, 1974; Haskin et al., 1968) y de normalización para MPr (Wood et al., 1979; McDonough et al., 1992).

Los clastos con composiciones intermedias y félsicas (C7, C7A, C16, C21, C27 y C28) se caracterizan por diagramas de lantánidos (Fig. 7.6) ligeramente enriquecidos en tierras raras ligeras, una ausencia de anomalías de Eu (con excepción de la muestra C27) y

un patrón plano de pesados. Además, los patrones de multi-elementos se caracterizan por arreglos en zig-zag (Fig. 7.7).

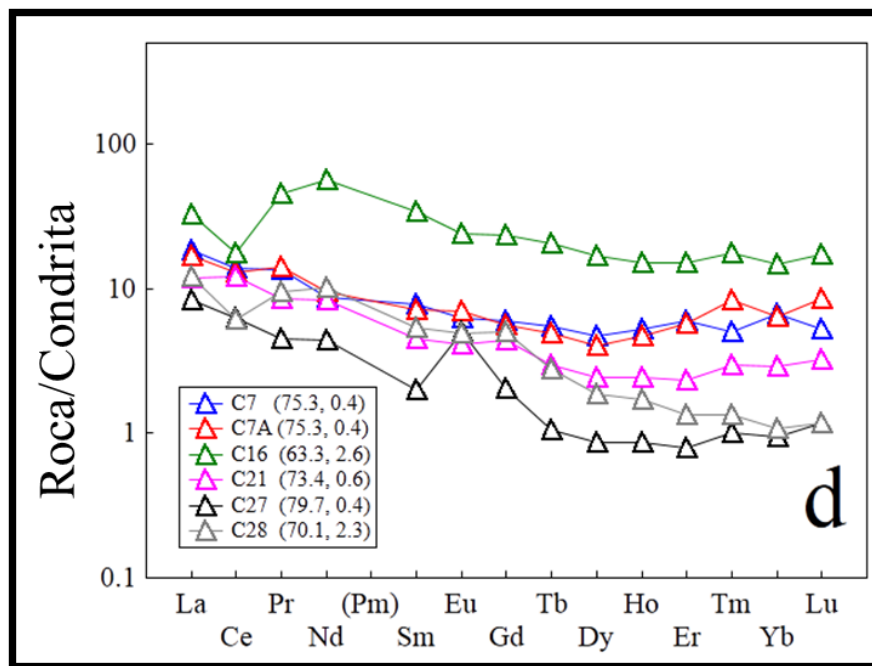


Figura 7.6. Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrita para las rocas intermedias y félsicas de Las Choapas. Valores para normalización a condrita (Nakamura, 1974; Haskin et al., 1968).

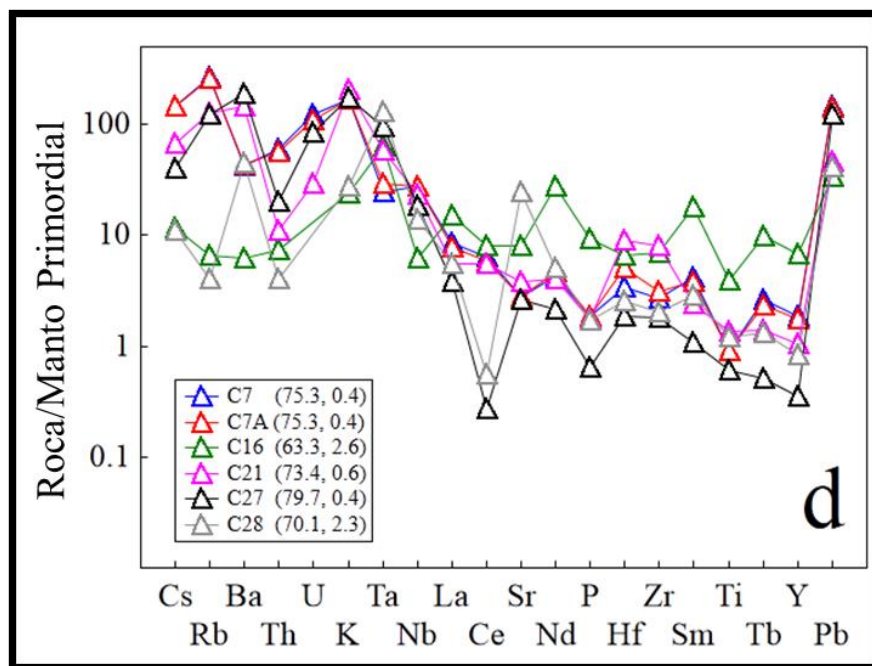


Figura 7.7. Diagrama de multi-elementos normalizado a manto primitivo para las rocas intermedias y félsicas de Las Choapas. Valores de normalización para MPr (Wood et al., 1979; McDonough et al., 1992).

7.3. Diagramas de discriminación

Se realizaron diagramas de discriminación para las muestras máficas, dando como resultado basaltos de dorsal oceánica y basaltos de intraplaca (Fig. 7.8), afinidades tectónicas similares a las vistas anteriormente en los diagramas de Tierras Raras y de multi-elementos.

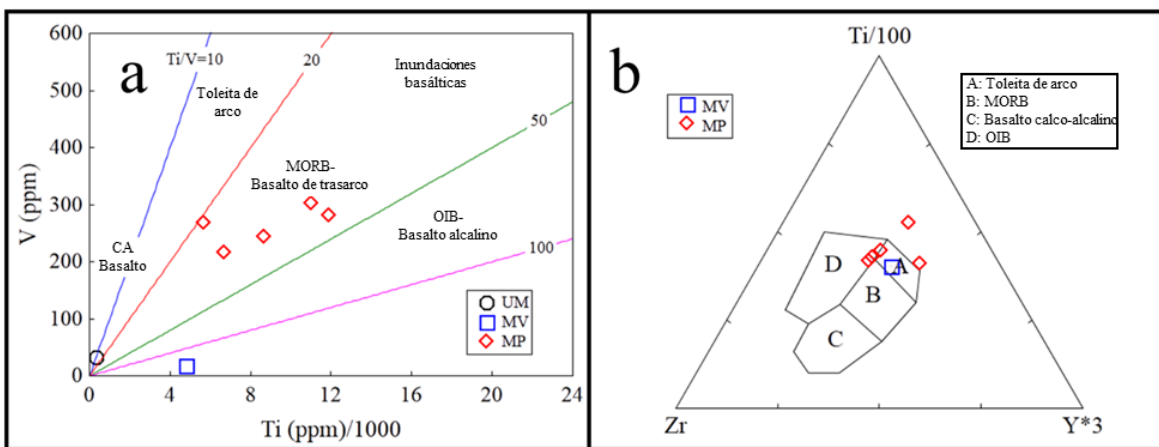


Figura 7.8. Diagramas de discriminación tectónica para las rocas máficas de Las Choapas MP: C2, C4, C9, C10 y C17, MV: C22 y UM: C29. (a) Diagrama Ti/1000 vs V (Shervais, 1982). (b) Diagrama Zr vs Ti/100 vs Y*3 (Pearce y Cann, 1973).

Así mismo se graficaron las muestras máficas en diagramas binarios de Verma (2006), usando parámetros de manto-sensitivo y *slab*-sensitivo, en los que algunos clastos muestran una firma del manto, mientras otros de la corteza (Figura 7.9), posiblemente de una corteza inferior cerca del límite con el manto.

Mientras que, en los diagramas de discriminación tectónica para las rocas intermedias y félsicas, se observa un ambiente de arco volcánico (Fig. 7.10).

Estas rocas tienen una mayor proporción molecular de óxido de aluminio que de la combinación de óxido de potasio, sodio y calcio (Fig. 7.11a), esto es común en granitos tipo S, que se encuentran relacionados a colisiones orogénicas (Fig. 7.11b) (Mlynarczyk y William-Jones, 2005), este tipo de granitos son llamados Peraluminosos, gracias a diversos diagramas de Frost et al., (2001) se puede afirmar lo mencionado anteriormente, ya que los granitos cálcicos (Fig. 7.11c) y peraluminosos son afín a este tipo de ambiente tectónico (Fig. 7.11d). Todas estas clasificaciones ayudan a reforzar la idea de que estos granitos provienen de un ambiente tectónico de arco volcánico.

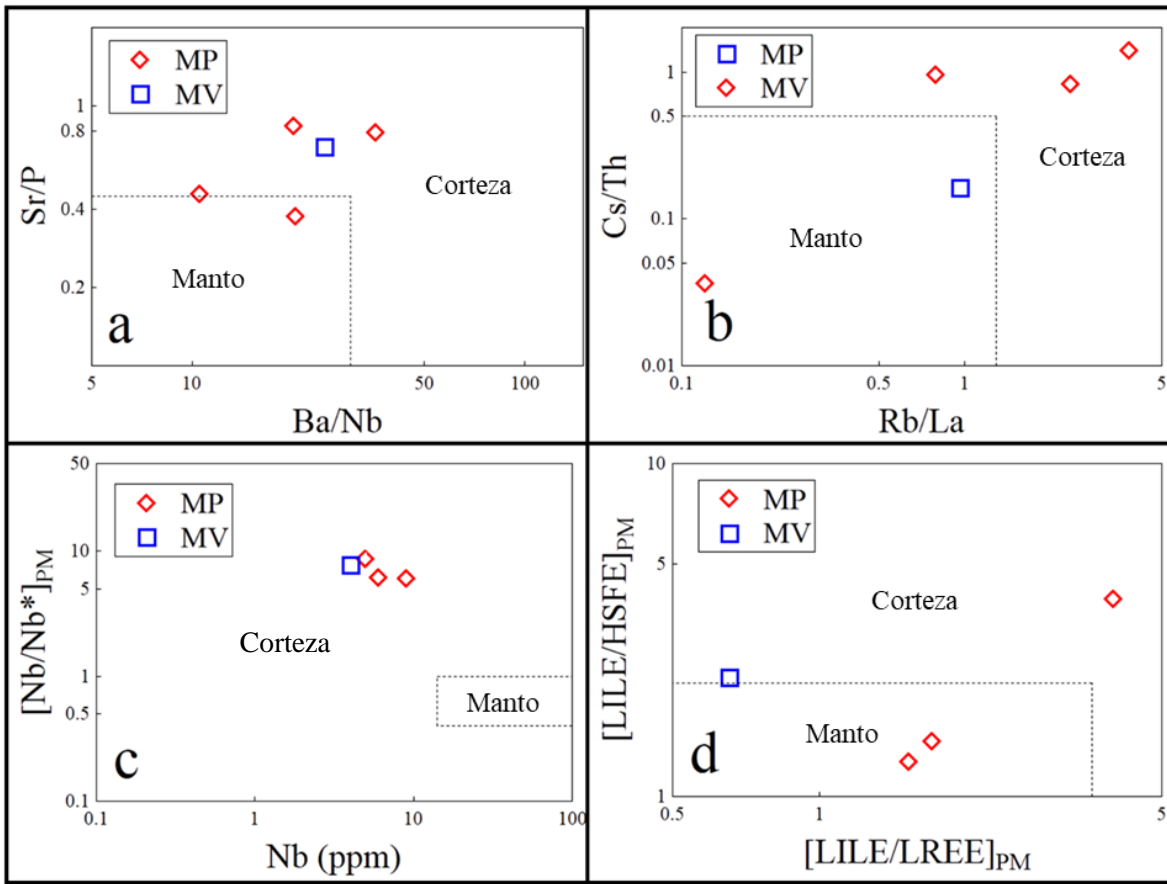


Figura 7.9. Diagramas binarios construidos usando parámetros de manto-sensitivo y *slab*-sensitivo para las rocas máficas (gabro y basalto: MP y MV).

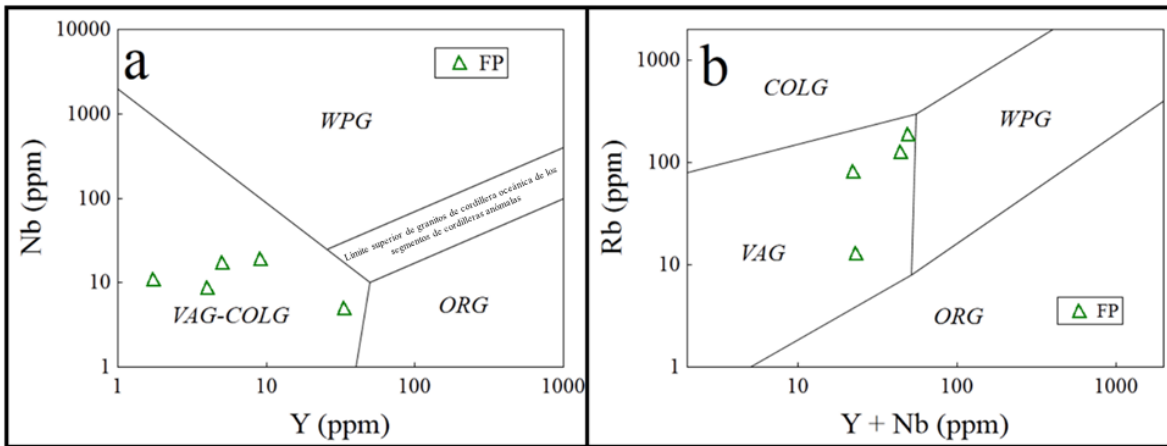


Figura 7.10. Diagramas de discriminación tectónica para las rocas intermedias y félsicas de Las Choapas. Se aprecia una afinidad de arco volcánico, (a) y (b): Pearce et al., 1984.

7.4. Comparación con probables rocas fuente:

7.4.1. Geoquímica

Con el objetivo de determinar la procedencia de los clastos que forman el conglomerado estudiado, se realizó una búsqueda bibliográfica para comparar su composición geoquímica con afloramientos de rocas ultramáficas, máficas e intermedias. Se ha reportado la presencia de serpentinas y otras rocas ultramáficas que conforman los complejos metamórficos exhumados por el movimiento de la Falla Polochic-Motagua, en Guatemala.

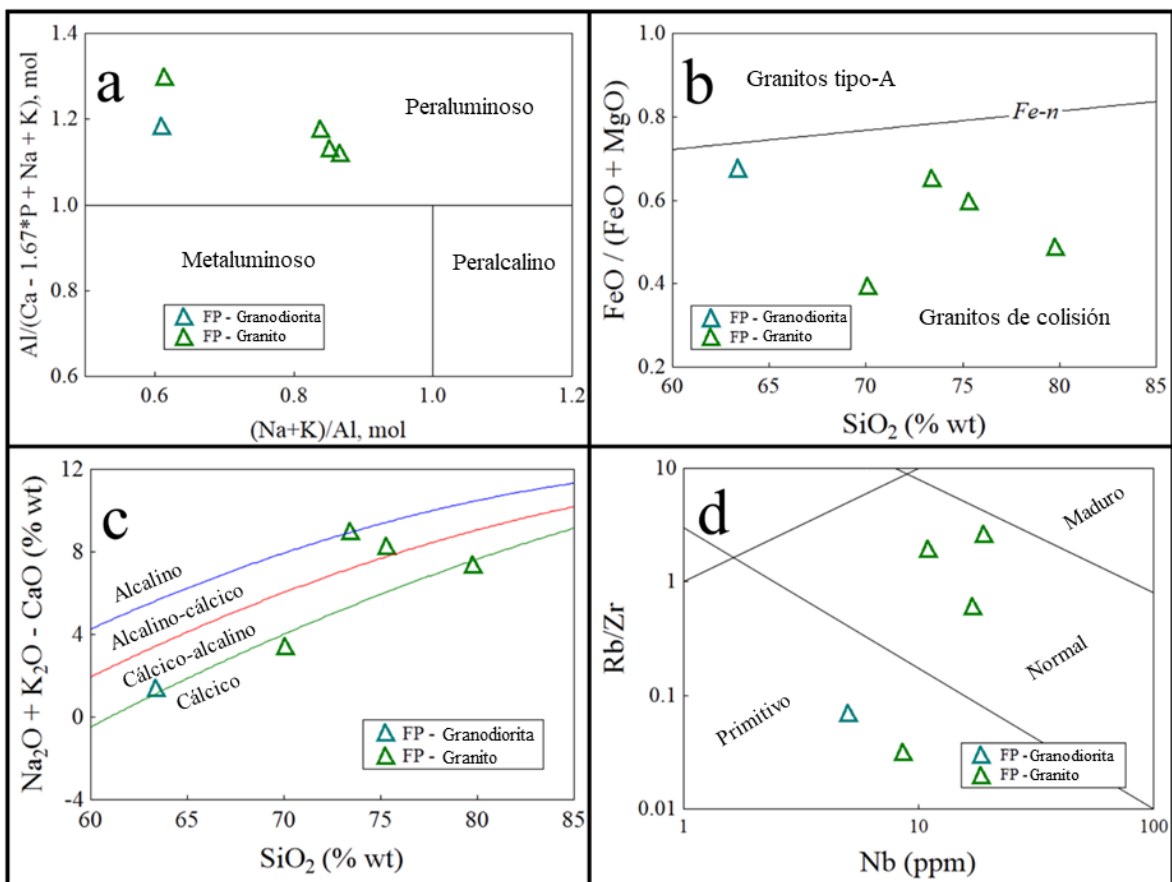


Figura 7.11. Diagramas de discriminación para granitos. (a) Diagrama de composiciones moleculares metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas en granitos (Shand, 1947); (b) diagrama de discriminación tectónica para granitos tipo A y granitos de colisión; (c) diagrama de discriminación para granitos cálcicos y alcalinos (Frost et al., 2001) y (d) diagrama de maduración de arco para rocas graníticas (Brown et al., 1984).

También tanto el Macizo de Chiapas como las rocas del Complejo Guichicovic contienen rocas máficas y graníticas cuyos patrones de tierras raras se asemejan a los de los clastos del conglomerado estudiado (Weber y Kölher, 1999; Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005; Weber et al., 2012), así como también con los patrones de REE de la Falla Polochic-Motagua (Ortega-Gutiérrez et al., 2007; Ortega-Obregón et al., 2008), siendo estos últimos los que presentan mayor similitud (Fig. 7.12).

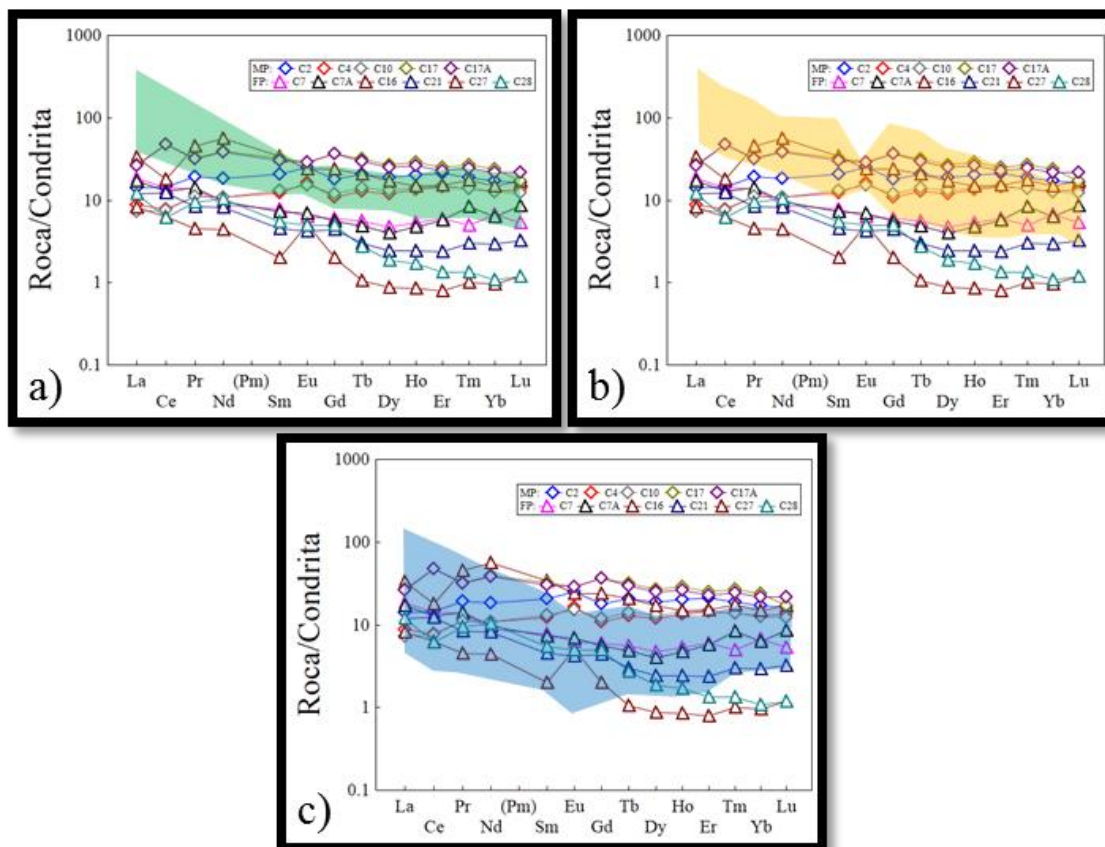


Figura 7.12. Diagramas de tierras raras de los clastos del conglomerado estudiado, comparándose con los patrones de REE de posibles rocas fuentes de otras áreas (zona sombreada de color). (a) Macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002). (b) Macizo de Chiapas (Weber et al., 2005). (c) Falla Polochic-Motagua (Ortega-Obregón et al., 2008)

7.4.2. Geoquímica Isotópica

La evolución isotópica del Nd en la tierra esta descrita en un modelo llamado CHUR (Reservorio Condritico Uniforme, por sus siglas en inglés), este modelo supone que el Nd terrestre evolucionó a partir de un almacén o reservorio uniforme, que tiene una relación

Sm/Nd igual que los meteoritos condríticos. Debido a que el Nd es más incompatible que el Sm, se concentra más en la corteza, por ella que la corteza tiene una relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ más baja y el manto tiene esta relación más alta. Con el tiempo esto produce una baja relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en la corteza y más alta en el manto.

El parámetro ϵNd es una notación en la que la relación isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial se representa como una desviación relativa en partes de 10,000 del parámetro CHUR. Las variaciones pequeñas de esta relación se observan mejor usando ϵNd .

$\epsilon\text{Nd}>0$ indica que el Nd de la roca se derivó de un almacén de fuente empobrecida, con una relación de Sm/Nd mayor que la relación condrítica (CHUR). $\epsilon\text{Nd}<0$ indica que el Nd de la roca derivó de un almacén de fuente enriquecida, cortical, con una relación Sm/Nd más baja que CHUR

En la siguiente tabla se observan las relaciones isotópicas del Sm/Nd. Se determinó la edad modelo de las muestras en base a las relaciones de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ propuestas por Schaaf (1990) y Liew y Hoffman (1988). Se realizó el cálculo de la edad modelo con el objetivo de determinar el origen de los clastos analizados (Tabla 7.2).

Tabla 7.2. Relaciones isotópicas de las muestras sujetas a estudio de la región de Cerro Pelón.

Muestra	C-2	C-4	C-9	C-10	C-7	C-28
Litología	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Granito	Granito
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.206	0.201	0.215	0.231	0.110	0.132
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.513144	0.513026	0.513157	0.513145	0.512364	0.512992
ϵNd	9.87	7.57	9.93	9.89	-5.34	6.91
Edad modelo	305 Ma	814 Ma	3.9 Ga	469 Ma	1.07 Ga	183 Ma

Tres clastos presentan edades modelo proterozoicas (C-4, C-7 y C-9), similares a las obtenidas por Weber y Kölher (1999) en el Complejo Guichicovic, Schaaf et al., (2002) y Weber et al., (2012) en el Macizo de Chiapas y Ortega-Gutiérrez et al., (2007) en la Falla Polochic-Motagua.

En cuanto a las relaciones de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, se realizó una comparación con las posibles áreas fuente de los clastos estudiados (Fig. 7.13), observándose una similitud de los fragmentos félsicos (FP) con afloramientos del Macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002) y de los fragmentos máficos (MP) con rocas del Sistema de Fallas Polochic-Motagua (Solari et al., 2011; Martens et al., 2012).

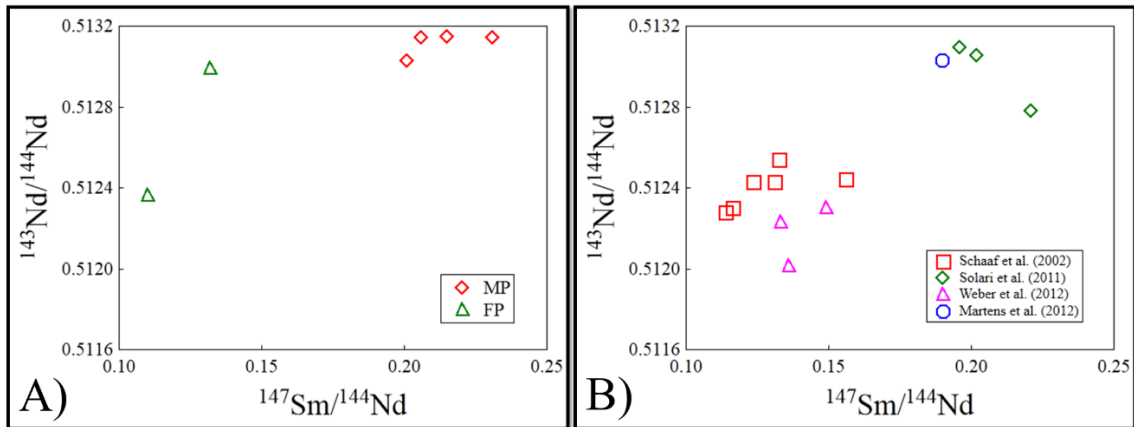


Figura 7.13. Diagramas de relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. (a) Diagrama de las muestras estudiadas de Cerro Pelón. (b) Diagrama de muestras de posibles áreas fuente de los clastos de Cerro Pelón.

8. Discusión

El Eoceno, en Cerro Pelón, fue descrito inicialmente por Benavides (1950), quien define esta unidad como la intercalación de unas sucesiones de arenisca de tamaño fino a medio y lutita/limolita, seguido por afloramientos de arenisca gruesa de hábito masivo, limo y arenisca gravosa, y conglomerados de tamaño grava a bloque. Faltando de realizar distintos análisis para conocer las características mineralógicas y geoquímicas, y así definir un modelo de procedencia y depósito, en relación a la estratigrafía y distribución regional.

8.1 Bioestratigrafía

En los estudios bioestratigráficos realizados en afloramientos del área de estudio se puede constatar que las sucesiones se depositaron en un ambiente marino profundo (batial medio-inferior) durante el Paleoceno y Eoceno.

8.2 Asociación de facies y ambiente de depósito

Al estudiar las sucesiones areno-conglomeráticas de acuerdo a sus diferentes estructuras sedimentarias presentes, como gradación normal, imbricación e intraclastos en conglomerado, rizaduras y laminación en arenisca y lutita, etc., se definieron 7 litofacies (A1-A2, B1-B2-B3 y C1-C2), las cuales se repiten e intercalan entre sí. De acuerdo a las litofacies identificadas y a sus asociaciones, se definió que estas fueron depositadas en un sistema de abanico submarino (Fig. 8.1).

Los abanicos submarinos se dividen en tres partes: (a) la parte interna que contiene al canal principal y a la terraza que se encuentra dentro de él, así como también, en raras ocasiones, diques; (b) la parte media, que está constituida por canales distribuidores y diques; y (c) la parte externa, que está formada por canales distales, que llegan a la planicie de la cuenca, y lóbulos, que son alimentados por los canales distribuidores.

En la parte interna del abanico se encuentra la desembocadura del talud o cañón, ahí se depositan lodos, arenas y gravas. Se desarrollan flujos de detritos y conglomerados mixtos (masivos) a lo largo de la corriente mientras baja, a los filos de la terraza o de las pendientes

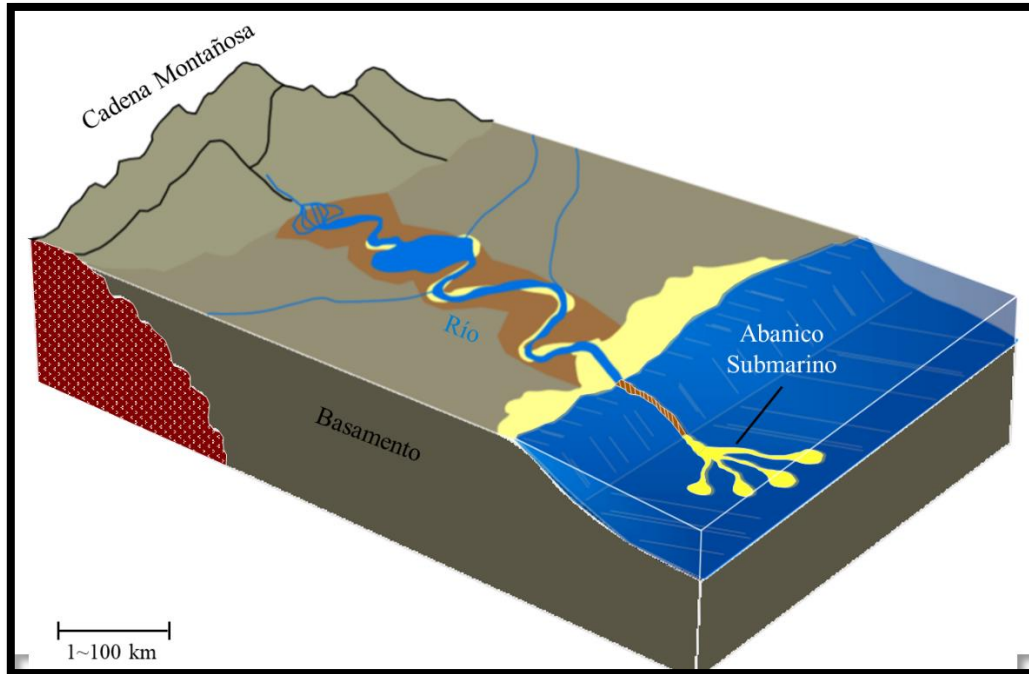


Figura 8.1. Modelo paleoambiental en el cual probablemente se depositaron las sucesiones areno-conglomeráticas en Cerro Pelón durante el Eoceno.

del canal se forman en ocasiones diques, en los que se depositan secuencias turbidíticas. La distribución de los sedimentos, en especial conglomerados, está controlado por el tamaño del canal, entre más ancho y profundo, se producen conglomerados más grandes. Flujos de granos y turbidíticos se generan al final de cada canal principal, en el contacto con la parte media del abanico (Middleton et al., 2003; Nichols, 2009; Shanmugam, 2016). En la parte media del abanico se desarrollan los canales tipo *braided* (trenzados), se deposita en ellos arenisca gravosa, arenisca masiva, ocasionalmente flujos de grano y fluidizos, y rara vez sucesiones arcillosas, también se crean corrientes turbidíticas. Este tipo de depósitos resulta interesante para la formación de yacimientos petroleros con muy buena porosidad y permeabilidad (Middleton et al., 2003; Nichols, 2009). La parte externa del abanico es de terreno plano y amplia distribución. Se depositan capas más delgadas, como series turbidíticas, láminas de rizaduras, capas de lutita y limolita con bioturbación y laminación paralela. La mayor parte de las arenas se depositan en el abanico interior y medio, conforme se continua a la parte externa, aumenta la cantidad de arcillas y lodo (Nichols, 2009; Zhang et al., 2015; Shanmugam, 2016) (Fig. 8.2).

Las facies A muestra un arreglo típico de canal principal en el abanico submarino, más específicamente, la facies A1, se define como el arreglo que tendrían los sedimentos depositados en el canal principal, que son conglomerados de grano de tamaño grava a canto, de forma masiva; la facies A2, se presenta como sedimentos que fueron depositados en la terraza del canal principal, que es donde se encuentran los depósitos de granos de mayor dimensión, como lo son los conglomerados de tamaño de grano canto a bloque, con gradación normal. Esta asociación de facies se interpreta como el depósito en un canal, en la parte interna del abanico submarino.

Las facies B presenta un acomodo común de canales distribuidores y distales, así como también diques. La facies B1 presenta un arreglo de canal distribuidor, en donde el flujo disminuye porque se va distribuyendo en diferentes canales, depositando así secuencias con bases gravosas. La facies B2 se puede definir como un depósito de canal distal, pero cercano al canal distribuidor, en el cual, el flujo puede aumentar debido a si el canal va disminuyendo su ancho o altura conforme avanza, provocando bases erosivas y depósitos de arenisca gruesa como los que contiene esta facies. La facies B3, que representa depósitos en diques, está constituida por series turbidíticas de Bouma, en las que se aprecian solo las partes bajas de la secuencia, posiblemente porque fueron depositadas en la parte más cercana al centro del flujo. Esta asociación de facies se depositó en la parte media del abanico.

Por último, las facies C representa la parte externa del abanico submarino, compuesta por lóbulos. En la facies C1 se observan sucesiones de arena y arcilla, principalmente arenisca de grano fino/medio con laminación, intercalada con láminas de lutita y limolita, por lo que se puede definir que fueron depositadas en lóbulos arenosos, en los que la mayoría de las veces se acumulan este tipo de secuencias de la parte superior de la serie de Bouma. En la facies C2 se tienen también intercalaciones de arenas y arcillas, pero en esta facies, las arcillas pasan a ser estratos de mayor espesor, contrario a las sucesiones arenosas que disminuyen, siendo un arreglo típico de lóbulos lodo-arenosos.

De acuerdo a las columnas estratigráficas levantadas (anexo), se puede observar que las sucesiones comienzan, en el Eoceno Inferior, con las facies C1 y C2. Conforme el depósito continuo, hacia el comienzo del Eoceno Medio, fueron siendo reemplazadas por las facies B1-B3, hasta llegar a tener los granos de mayor tamaño de las facies A1 y A2 en la

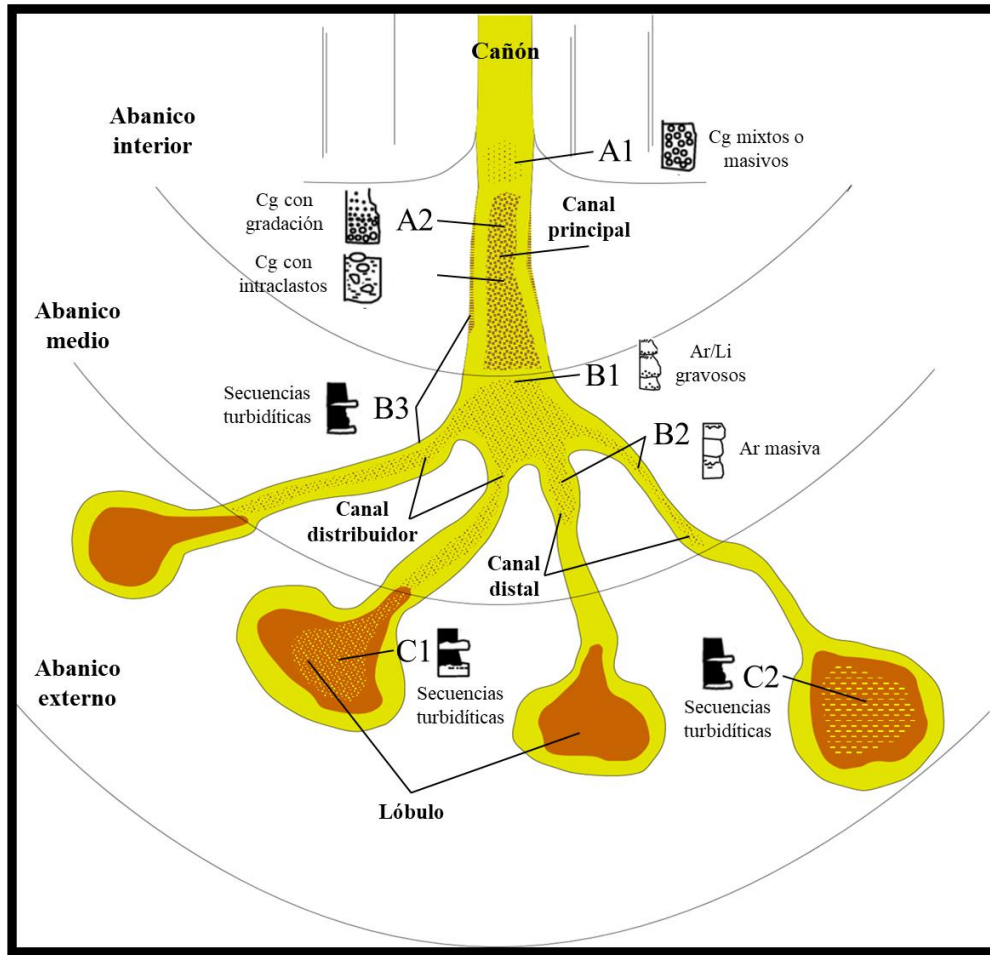


Figura 8.2. Abanico submarino (Walker, 1978). Se muestran las distintas partes del sistema en donde fueron depositadas las sucesiones areno-conglomeráticas del Eoceno en Cerro Pelón. Cg: conglomerado, Ar: Arenisca y Li: limo.

parte media del Eoceno Medio. Hacia la parte superior de este periodo se vuelven a apreciar depósitos arenosos de las facies B1-B3. En el Eoceno Superior, estas secuencias van disminuyendo y aumentando las arcillas presentes, de las facies C1 y C2.

Estos cambios pueden haberse relacionado a dos procesos: 1) la migración de los canales, para ubicarse en un período de tiempo corto en la zona de estudio, o 2) una variación en el nivel del mar (regresión) que ocasionó la migración de las facies proximales a la zona estudiada.

8.3 *Petrografía de clastos*

En el análisis petrográfico de los clastos del conglomerado, se identificaron rocas ígneas y metamórficas. Estas muestras presentan evidencias de recristalización, reemplazamiento y deformación. Las láminas estudiadas exhiben diferentes grados de metamorfismo y de reemplazamiento, ya sea por arcillas o carbonatos probablemente relacionado a meteorización. Las litologías identificadas en los clastos son: granito, granodiorita, diorita, gabro, basalto, cuarcita y serpentina.

Algunas muestras (C1, C17, C27 y C28) presentan similitudes con análisis petrográficos previos realizados en el Macizo de Chiapas (Salazar-Juárez, 2008; Godínez-Urban, 2009; Estrada-Carmona et al., 2012), mientras otras (C2, C4, C22 y C29) con el Bloque Chortis (Martens et al., 2007; Martens et al., 2017; Torres de León, 2016).

8.4 *Geoquímica*

De acuerdo a los diferentes clastos ígneos estudiados en los afloramientos conglomeráticos, se puede apreciar diferencia en cuanto a la fuente de estos. (a) El clasto C29 indica que probablemente representa una peridotita subducida y posteriormente exhumada desde el prisma de acreción. Sin embargo, Boillot et al. (1980) señalaron que peridotitas continentales exhumadas e hidratadas por agua de mar durante el proceso de apertura en la transición océano-continente podrían presentar composiciones químicas muy similares, (b) los clastos máficos (C2, C4, C9, C10, C17 y C22) muestran un ambiente tectónico de isla oceánica (OIB) y de cresta oceánica (MORB), siendo predominante este último, y (c) los clastos intermedios y félsicos (C7, C16, C21, C27 y C28) sugieren una procedencia de un arco volcánico.

Respecto a los diagramas de lantánidos y multi-elementos normalizados, las muestras ígneas y metamórficas presentan patrones similares a las rocas exhumadas del Macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005; Salazar-Juárez, 2008) y el Bloque Chortis (Mora et al., 2004; Torres de León, 2016). El análisis isotópico de Sm/Nd de estas mismas muestras sugiere la presencia de una fuente cortical antigua (proterozoica) y de fuentes

primitivas, lo que sugiere que la fuente original de estas rocas proviene de un manto empobrecido, con poca influencia de materiales derivados de una corteza continental.

8.5 Modelo de procedencia

Rocas ígneas y metamórficas similares a las estudiadas en el presente trabajo han sido reportadas en el Macizo de Chiapas y en el Sistema de Fallas Polochic-Motagua (Bloque Chortis) (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Meneses-Rocha, 2001; Mitra et al., 2007; Weber et al., 2008; Mandujano y Keppie, 2009; Mendoza-Rosales et al., 2010; Solari et al., 2010; Martens et al., 2017; entre otros).

Si estos clastos fueron derivados directamente de las fuentes cristalinas (complejos intrusivos y metamórficos) o fueron reciclados por la erosión de sucesiones sedimentarias más antiguas, no es posible determinar. Si se asume que los clastos fueron derivados directamente de sus fuentes primarias, estos sugieren una exposición subaérea en el Eoceno Medio, de rocas metamórficas e intrusivas máficas y félsicas, lo que indicaría la presencia de un evento tectónico que exhumó dichas rocas para el Eoceno. Algunos autores concuerdan en que la Orogenia del Cenozoico jugó un rol importante en el cambio de sedimentación que afectó de manera diacrónica el territorio de nuestro país, y que abarca del Cretácico hasta el Eoceno (Burkart et al., 1987; Burkart y Scotese, 2001; Jenchen et al., 2008; Witt et al., 2012a y b).

Sin embargo, como se mencionó anteriormente, el evento regional más importante para el Eoceno, fue el paso del Bloque Chortis frente a las actuales costas de Chiapas. Los modelos propuestos por Pindell et al. (2006); Silva-Romo (2008); y Ratschbacher et al. (2009), colocan el Bloque Chortis al suroeste del Macizo de Chiapas para el Eoceno Temprano (Fig. 8.3).

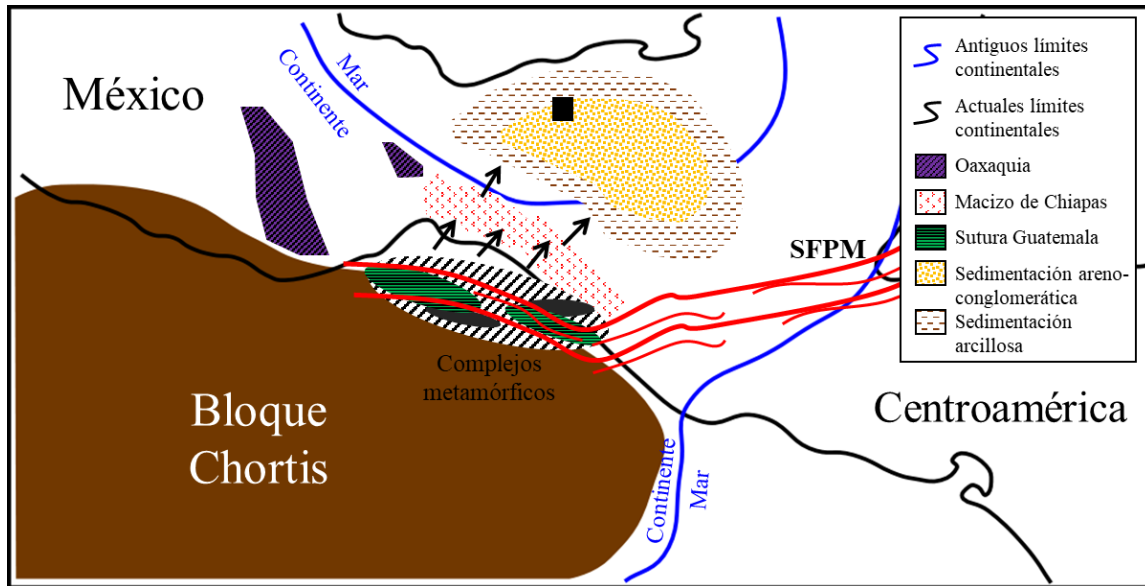


Figura 8.3. Reconstrucción paleogeográfica para el Eoceno Temprano. Se observan las posibles áreas fuente de los sedimentos depositados para el Eoceno en Cerro Pelón (cuadro negro). SFPM= Sistema de Fallas Polochic-Motagua (Pindell et al., 2006; Ratschbacher et al., 2009; Abdullin et al., 2016).

Pindell (1993), posiciona al Bloque Chortis un poco más al sur-sureste del Macizo de Chiapas para el Eoceno Medio (Fig. 8.4). En este mismo modelo muestra los posibles límites entre mar somero y profundo, y se puede observar que el área de estudio se encontraba en una zona entre mar somero y profundo, para el Eoceno Medio, indicando que podría haber ocurrido un cambio en el nivel del mar, lo que podría haber resultado en el cambio de la sedimentación que se encuentra en el área de estudio.

Estos eventos podrían haber provocado la llegada de clastos de rocas cristalinas a la zona de estudio. Sin embargo, no es posible definir, de manera precisa, si fue uno de estos eventos o la combinación de ellos lo que logro la llegada de estos fragmentos al área de estudio.

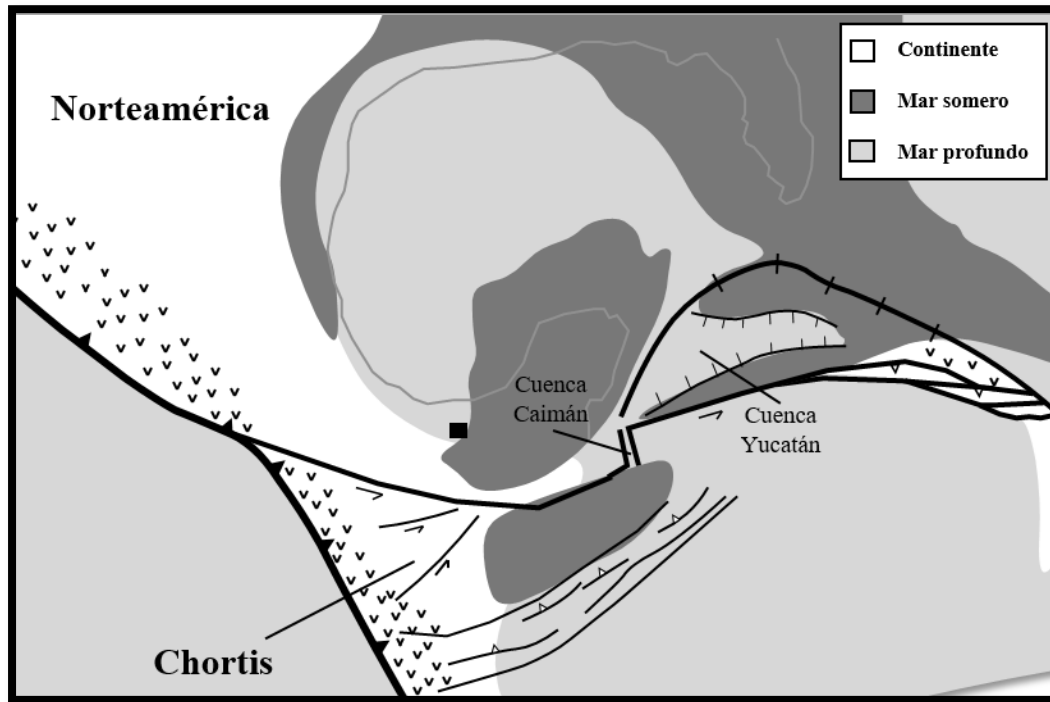


Figura 8.4. Reconstrucción paleogeográfica para el Eoceno Medio. Zona de estudio marcada en cuadro color negro (Pindell, 1993).

9. Conclusiones

De acuerdo a los datos analizados, para el Eoceno, del anticlinal Cerro Pelón:

La cartografía geológica permitió reconocer las diferentes facies presentes en las sucesiones areno-conglomeráticas que afloran en la zona de estudio, mismas que se repiten e intercalan entre sí desde la base del Eoceno hasta su cima. Se identificó que distintos eventos depositaron las sucesiones estudiadas, ya que se puede apreciar un aumento de tamaño de grano en los depósitos de la parte inferior del Eoceno hasta su parte media, que conforme continúan hacia la parte superior, van disminuyendo de nuevo su tamaño de grano, así como también por sus diferentes estructuras sedimentarias.

Estas sucesiones fueron depositadas en un ambiente marino profundo (500-2000 m), y por las distintas facies y mecanismos de transporte identificados, se puede definir que el depósito ocurrió en un abanico submarino. Las litologías de mayor tamaño, como son las gravas, guijarros y bloques, fueron acumuladas en la parte interna del abanico, las arenas y algunas secuencias turbidíticas se depositaron en la parte media del abanico, y las sucesiones arcillosas con poca arena fueron precipitadas en el abanico externo.

La petrografía y la geoquímica de los clastos en los conglomerados, ayudaron a identificar la variedad de litologías presentes en ellos, registrándose rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, siendo las de mayor abundancia las rocas ígneas intrusivas (gabros y granitos), por lo que se puede definir como un conglomerado polimíctico.

Estos análisis también ayudan a identificar su posible zona de procedencia, siendo las áreas probables el Macizo de Chiapas, el terreno Cuicateco, el Sistema de Fallas Polochic-Motagua (Bloque Chortis) y Oaxaquia. Destacando principalmente el Macizo de Chiapas y el Bloque Chortis, que, según diversos autores, presentan afloramientos de granitos, gabros y serpentinas con elementos traza, relaciones de Sm/Nd, ϵ_{Nd} , edades modelo y arreglos mineralógicos similares a los de las muestras estudiadas en Cerro Pelón.

Como se mencionó anteriormente, estas sucesiones sedimentarias fueron depositadas en un abanico submarino, mismo que debió haberse originado a principios del Eoceno, durante el paso del Bloque Chortis en el sur de México. Esto generó un cambio en la dirección

de transporte de sedimentos en la región, dando como consecuencia el depósito de las sucesiones que se aprecian para el Eoceno en Cerro Pelón.

De acuerdo a las facies identificadas, se puede suponer que el sistema en el que fueron depositadas fue evolucionando conforme ocurría el paso del Bloque Chortis. La mayor parte de los sedimentos que conforman conglomerados eocénicos tendrían su fuente en el Bloque Chortis o al Macizo de Chiapas. Sin embargo, hay que precisar que son necesarios más análisis para identificar con mayor exactitud la procedencia de estos clastos.

Bibliografía

- Abdullin, F., Solé, J., Solari, L., Shchepetilnikova, V., Meneses-Rocha, J. J., Pavlinova, N., Rodríguez-Trejo, A., 2016. Single-grain apatite geochemistry of Permian–Triassic granitoids and Mesozoic and Eocene sandstones from Chiapas, southeast Mexico: implications for sediment provenance. *International Geology Review*, v. 58, n. 9, p. 1132-1157.
- Acevedo, J., 1962. Estructuras de la porción occidental del frente de la Sierra Madre de Chiapas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 14, n. 5-6, p. 111-134.
- Anderson, D., 1983. Chemical composition of the mantle. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. B41-B52.
- Anderson, T.H., Burkart, B., Clemons, R.E., Bohnenberger, O., Blount, D., 1973. Geology of the Western Altos Cuchumatanes, Northwestern Guatemala. *Geological Society American Bulletin*, v. 84, p. 805–826.
- Ángeles-Moreno, E. 2006. Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, estado de Oaxaca, México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, tesis de maestría, p. 216.
- Arndt, N., 2015. Continental crust. En: Gargaud, M., Irvine, W.M., Amils, R., Henderson, J., Cleaves II, J., Pinti, D.L., Cernicharo Quintanilla, J., Rouan, D., Spohn, T., Tirard, S., Viso, M. (eds.), *Encyclopedia of Astrobiology*, Springer, Berlin, p. 31.
- Aulis-García, R., 2015. Evaluación geológica y petrolera del campo Cinco Presidentes en la Cuenca Salina del Istmo. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, p. 106.
- Benavides, L., 1950. El Anticlinal del Cerro Pelón, Municipio de Minatitlán, Veracruz: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 2, n. 10, p. 599-616.

- Bird, D.E., Burke, K., Hall, S.A., Casey, J.F., 2005. Gulf of Mexico tectonic history: hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *AAPG Bulletin*, v. 89, p. 311–328.
- Blair, T., 1988. Mixed siliciclastic-carbonate marine and continental syn-rift sedimentation, Upper Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos and San Ricardo formations, western Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, v. 58, n. 4, p. 623-636.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J., Torrent, G., 1980. Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 48, n. 1, p. 23-34.
- Bonis, S., 1969. A summary of the Geology of Guatemala. *Publicaciones Geológicas del ICAITI*. v. 2, p. 76–80.
- Brown, G., Thorpe, R., Webb, P., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, v. 141, n. 3, p. 413-426.
- Boschman, L., van Hinsbergen, D., Torsvik, T., Spakman, W., Pindell, J., 2014. Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic. *Earth-Science Reviews*, v. 138, p. 102-136.
- Burkart, B., 1983. Neogene North American-Caribbean plate boundary across northern Central America: offset along the Polochic fault. *Tectonophysics*, v. 99, n. 2, p. 251-270.
- Burkart, B., Deaton, B., Dengo, C., Moreno, G., 1987. Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: reaffirmation of large Neogene displacement. *Tectonics*, v. 6, n. 4, p. 411-422.
- Burkart, B., Scotese, C., 2001. Cenozoic rotation of the Yucatan (Maya) block along the Orizaba fault zone of southern Mexico and the faults of Central America. *Resumen en Geological Society of America meeting, November 5-8, 2001, Boston, Massachusetts*, Kay, S., Moores, E., Cloos, M., session n. 63.
- Castillo-Tejero, C., 1955. Bosquejo estratigráfico de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 7, n. 5-6, p. 173-212.

- Centeno-García, E., 2017. Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, v. 81, p. 1035-1052.
- Chávez-Valois, V., Valdés, M., Juárez, J., Ortiz, I., Jurado, M., Yanez, R., Tristan, M., y Ghosh, S., 2009, A new multidisciplinary focus in the study of the tertiary plays in the Sureste Basin, Mexico, en C. Bartolini y J. R. Roman Ramos, eds., *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: AAPG Memoir 90*, p. 155– 190.
- Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2014. Cuencas del Sureste, Aguas Someras. CNH, Síntesis geológico petrolera, p. 64.
- Condie, K., 2002. The supercontinent cycle: Are there two patterns of cyclicity?. *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, n. 2, p. 179-183.
- Cruz, M., Reyes, T., López C., Sánchez R., León R., Peterson R., Flores Z., Barrera G., Vázquez C., Peña G., Fonseca S., Hernández A., 2010. Estudio Interregional Tectónica Salina y sus Implicaciones en la Exploración Petrolera. Pemex-Inédito, p. 197.
- DePaolo, D., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry, an introduction. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 187.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, v. 178, p. 96-127.
- Dickin, A., 2014. Model Ages (Sm-Nd). En *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*, Springer Science, p. 7.
- Dickinson W.R. y Coney, P.J. 1980. Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico, en Pilger, R.H. Jr., ed., *The Origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central Atlantic Ocean*: Baton Rouge, Louisiana State University, p. 103.
- Dickinson W.R. y Lawton, T.F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin*; v. 113, n. 9, p. 1142-1160.
- Donnelly, T., Horne, G., Finch, R., López-Ramos, E., 1990. Northern Central America; the Maya and Chortis blocks. En: G. Dengo, J., Case. *The Geology of North America. Volume H: The Caribbean Region*. Geol. Soc. Amer., Boulder, p. 37–76.

- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., López-Martínez, M., 2012. Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review*, v. 54, n. 16, p. 1918-1943.
- Ferrari, L., Bergomi, M., Martini, M., Tunesi, A., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M. 2014. Late Cretaceous-Oligocene magmatic record in southern Mexico: the case for a temporal slab window along the evolving Caribbean-North America-Farallon triple boundary. *Tectonics, American Geophysical Union*, v. 33, p. 1738-1765.
- Frost, B., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis, D., Frost, C., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, v. 42, n. 11, p. 2033-2048.
- Godínez-Urban, A., 2009. Paleomagnetismo de la Formación Todos Santos, Chiapas, México. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Qro., tesis de Maestría, p. 161.
- Godínez-Urban, A., Molina Garza, R. S., Geissman, J. W., Wawrzyniec, T., 2011. Paleomagnetism of the Todos Santos and La Silla Formations, Chiapas: implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geosphere*, v. 7, n. 1, p. 145-158.
- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Hecht, L., Herguera-García, J., 2016. Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, México): evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin. *International Geology Review*, v. 58, n. 16, p. 2065-2091.
- Hacker, B., Kelemen, P., Behn, M., 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 307, p. 501-516.
- Hall, I., Bateson, J., 1972. Late Paleozoic Lavas in Maya Mountains, British Honduras, and Their Possible Regional Significance. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull*, v. 56, p. 950-963.
- Harlow, G., Brueckner, H., & Sorensen, S., 2010. Serpentinities of the Motagua fault zone melanges, Guatemala: an assessment. *Geological Society of America Denver Annual Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 42, n. 5, p. 679.

- Haskin, L., Haskin, M., Frey, F., Wildeman, T., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. En *Origin and Distribution of the Elements*, p. 889-912.
- Horbury, A., Hall, S., González, P., Rodríguez, F., Reyes, F., Ortiz, G., Martínez-Medrano, M., Quintanilla, R., 2003. Tectonic sequence stratigraphy of the western margin of the Gulf of Mexico in the late Mesozoic and Cenozoic. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 79*, p. 184-245.
- Jenchen, U., Steffahn, J., Yutsis, V., Velasco-Tapia, F., Priego-Vazquez, A., Masuch-Oesterreich, D., 2008. Provenance analysis of Paleocene-Miocene sandstones, Sierra de Chiapas, México. Resumen en 26th Regional Meeting of the International Association of Sedimentologists, Germany, v. 58, p. 144.
- Keppie, J.D. y Morán-Zenteno, D.J. 2005. Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Review*, v. 47, p. 473-491.
- Kneller, B. 2003. Turbidities. En Middleton, G., Church, M., Coniglio, M., Hardie, L., Longstaffe, F., *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Luwer Academic Publishers, p. 757-761.
- Lawrence, D., 1975. Structural geology and metamorphism of the Sanarate area, Guatemala. PhD Thesis, State University of New York, Binghamton, p. 255.
- Leroy, S., Mauffret, A., Patriat, P., Mercier de Lépinay, B., 2000, An alternative interpretation of the Cayman Trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies: *Geophysical Journal International*, v. 141, n. 3, p. 539-557
- Liew, T., y Hoffman, A., 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian foldbelt of central Europe: implications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 129-138.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows, II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 279-297.

- Mandujano-Velásquez, J., 1996. Cuatro Megasecuencias de evolución litoestratigráfica en la Sierra de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 45, n. 1, p. 46-60.
- Mandujano-Velazquez, J., Keppie, D., 2009, Middle Miocene Chiapas fold and thrust belt of Mexico: A result of collision of the Tehuantepec transform/Ridge with the Middle America Trench: *Geological Society of London Special Publications*, v. 327, p. 55-69.
- Martens, U., Ortega-Obregón, C., Estrada, J., Valle, M., Bundschuh, J., Alvarado, G. E., 2007. Metamorphism and metamorphic rocks. *Central America: Geology, Resources, and Hazards*. London, Taylor and Francis Group, p. 485-522.
- Martens, U. C., Brueckner, H. K., Mattinson, C. G., Liou, J. G., Wooden, J. L., 2012. Timing of eclogite-facies metamorphism of the Chuacús complex, Central Guatemala: record of Late Cretaceous continental subduction of North America's sialic basement. *Lithos*, v. 146, p. 1-10.
- Martens, U., Tsujimori, T., Liou, J. G., 2017. Eclogite varieties and petrotectonic evolution of the northern Guatemala Suture Complex. *International Geology Review*, v. 59, n. 5-6, p. 72.
- Marton, G. y Buffler, R.T. 1994. Jurassic Reconstructions of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Review*, v. 36, p. 545-586.
- McBirney, A., 1985. Volcanic evolution of Central America. *Boletín Vulcanología, Heredia, Costa Rica*, v. 14, p. 21-23.
- McDonough, W., Stosch, H., Ware, N., 1992. Distribution of titanium and the rare earth elements between peridotitic minerals. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, n. 2-3, p. 321-328.
- Mendoza-Rosales, C.C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madrigal, E., Bernal, J.P., 2010, Barremian rift-related turbidites and alkaline volcanism in southern Mexico and their role in the opening of the Gulf of Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 295, p. 419-434.

- Meneses-Rocha, J.J., 2001. Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems, en Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A., eds., The western Gulf of Mexico basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems, v. 75: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 183-216.
- Middleton, G., Church, M., Coniglio, M., Hardie, L., Longstaffe, F., 2003. Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Kluwer Academic Publishers, p. 822.
- Middleton, V., 2003. Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Springer Netherlands, p. 928.
- Millan, S., 1985. Preliminary stratigraphic lexicon North and Central Guatemala. St. Johns, Nfld., S.M. Millan and Associates, p. 130.
- Mitra, S., González, J.D.A., Hernández-García, J., and Ghosh, K., 2007. Ek-Balam field: A structure related to multiple stages of salt tectonics and extension. American Association of Petroleum Geologists, v. 91, n. 11, p. 1619-1636.
- Mlynarczyk, M., Williams-Jones, A., 2005. The role of collisional tectonics in the metallogeny of the Central Andean tin belt. Earth and Planetary Science Letters, v. 240, n. 3-4, p. 656-667.
- Molina-Garza, R. S., Geissman, J. W., Wawrzyniec, T. F., Pena Alonso, T. A., Iriondo, A., Weber, B., Aranda-Gómez, J., 2015. Geology of the coastal Chiapas (Mexico) Miocene plutons and the Tonalá shear zone: Syntectonic emplacement and rapid exhumation during sinistral transpression. Lithosphere, v. 7, n. 3, p. 257-274.
- Mora, J. C., Macías, J. L., Palomo, A. G., Arce, J. L., Espíndola, J. M., Manetti, P., Sánchez, J. M., 2004. Petrology and geochemistry of the Tacaná Volcanic Complex, Mexico-Guatemala: Evidence for the last 40 000 yr of activity. Geofísica Internacional, v. 43, n. 3, p. 331-359.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., González-Torres, E., 2017. Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico. Earth-Science Reviews, v. 183, p. 85-114.

- Morán-Zenteno, D., 1984. Geología de la República Mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). México, DF, México, v. 2, p. 14.
- Morán-Zenteno, D., Keppie, D., Martiny, B. y González-Torres, E. 2009. Reassessment of the Paleogene position of the Chortis block relative to southern Mexico: hierarchical ranking of data and features. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, p. 177-188.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, v. 48, n. 2, p. 269-299.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F., 1972. Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis (Traducción al inglés por T.H. Nilsen, 1978). *International geology review*, v. 20, p. 125-166.
- Mutti, E., 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, v. 24, n. 1, p. 107-131.
- Mutti, E., Ghibaudo, G., 1972. Un esempio di torbiditi di conioide sottomarina esteriina, le Arenarie di San Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell'Appennino di Piacenza. *Memorie dell'Accademia delle Scienze di Torino, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*, v. 4. n.16, p. 40.
- Mutti, E., Normark, W., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. *Marine Clastic Sedimentology*, Springer, p. 1-38.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, n. 5, p. 757-775.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons, v. 2 p. 432.
- Normark, W. R., Piper, D. J. W., Hess, G. R., 1979. Distributary channels, sand lobes, and mesotopography of Navy submarine fan, California Borderland, with applications to ancient fan sediments. *Sedimentology*, v. 26, n. 6, p. 749-774.

- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., De la Fuente, M., 1990. North America Continent-Ocean Transects program, Transect H-3: Acapulco trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico. Geological Society of America, p. 1-9.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Icál, S., Schaaf, P., 2007. The Maya-Chortís boundary: a tectonostratigraphic approach. *International Geology Review*, v. 49, n. 11, p. 996-1024.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Ortega-Gutiérrez, F., Solé-Viñas, J., Gómez-Tuena, A., 2004. Caracterización estructural, petrológica y geocronológica de la zona de cizalla “Baja Verapaz”, Guatemala. Libro de Resúmenes, IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Mexico, p. 204
- Ortega-Obregón, C., Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., and Morán-Icál, S., 2008. Middle–Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal–Salamá area, central Guatemala: Implications for North America-Caribbean plate tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, v. 120, p. 556–570.
- Padilla y Sánchez, R.J. 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 59, n. 1, p. 19-42.
- Pearce, J., Cann, J., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, v. 19, n. 2, p. 290-300.
- Pearce, J., Harris, N., Tindle, A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, v. 25, n. 4, p. 956-983.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988. Estratigrafía de la República Mexicana, Cenozoico. Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, p. 136.

- Petróleos Mexicanos (PEMEX), 2013. Provincias Petroleras de México. Subdirección de Exploración, p. 10.
- Pindell, J., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto- Caribbean. *Tectonics*, v. 4, n. 1, p. 1-39.
- Pindell, J. L., 1993. Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution. En *Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: A Context for Hydrocarbon Exploration*, Gulf Coast Section, SEMP Foundation 13th Annual Research Conference: Houston, Texas, Pindell, J., Perkins, B., SEMP, Society for Sedimentary Geology Foundation, v. 13, p. 251-274.
- Pindell, J., Kennan, L., 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Foundation 21st Annual Research Conference Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, December 2-5, 2001, p. 193-220.
- Pindell, J., Kennan, L., 2009a. The origin and evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 328, p. 1-55.
- Pindell, J., Kennan, L., 2009b. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 328, n. 1, p. 1-55.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W., Stanek, K., Draper, G., Higgs, R., 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. *Geological Society of America, Special Papers*, v. 394, p. 7-52.
- Pindell, J., Graham, R., Horn, B., 2014. Rapid outer marginal collapse at the rift to drift transition of passive margin evolution, with a Gulf of Mexico case study. *Basin Research*, v. 26, n. 6, p. 701-725.
- Piper, D. J., Normark, W., 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy submarine fan, California Borderland. *Sedimentology*, v. 30 n. 5, p. 681-694.

- Quezada, M., 1987. El Cretácico Medio-Superior y el Límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 39, n. 1, p. 3-98.
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Stubner, K., Nelson, B.K., Herrmann, U., Weber, B., Lopez-Martinez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M.O., Gordon, M., Meschede, M., Bock, P., 2009. The North American–Caribbean plate boundary in Mexico–Guatemala–Honduras, en James, K.H., Lorente, M.A., y Pindell, J.L., eds., *Origin and Evolution of the Caribbean Region: Geological Society of London Special Publication 328*, p. 219-293.
- Ringwood, A., 1991. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 2083-2110.
- Ringwood, T., 2011. Chemical Composition of Continental Crust and the Primitive Mantle. En *Arc Volcano of Japan, Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, v. 136, p. 9-17.
- Rogers, R., Mann, P., Emmet, P., 2007. Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data. *Special Papers-Geological Society of America*, v. 428, p. 65.
- Rojas-Alcántara C., 2010, Origen, evolución e importancia económica de la Cuenca Salina del Istmo, México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de Licenciatura, p 148.
- Rudnick, R., 2003. Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, v. 3, 659 p.
- Salazar-Juárez, J., 2008. Geología, petrología y geoquímica del Macizo de Chiapas, área de Motozintla de Mendoza. México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de Licenciatura, p. 76.
- Salvador, A. 1991, Triassic-Jurassic. The Gulf of Mexico Basin. *Geological Society of America, the Geology of North America*, v. J, p. 131-180.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der

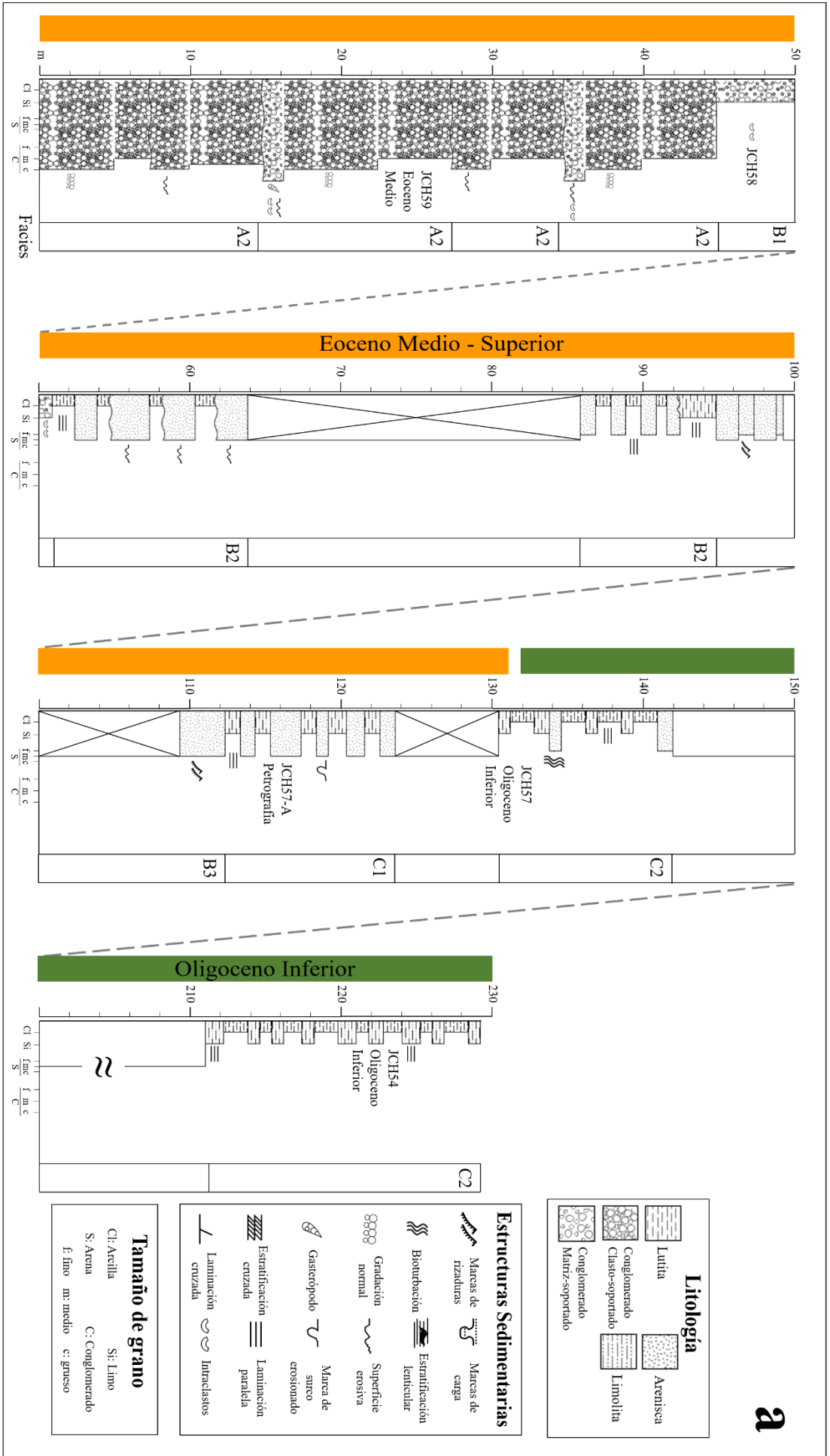
- Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: München, Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität, Tesis de Doctorado, p. 202.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutierrez, F., and Köhler, H., 2002, The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics, in Miller, H., ed., Presented at the contributions to Latin-American geology, v. 225: Stuttgart, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, p. 1-23.
- Schouten, H., Klitgord, K., 1994. Mechanistic solutions to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, v. 22, n. 6, p. 507-510.
- Schwartz, D., 1976. Geology of the Zacapa quadrangle and vicinity, Guatemala, Central America. PhD Thesis, State University of New York, Binghamton, p. 382.
- Shand, S. J., 1947. Eruptive rocks: their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites. Wiley & sons, second edition, p. 444.
- Shanmugam, G., 2016. Submarine fans: a critical retrospective (1950–2015). *Journal of Palaeogeography*, v. 5, n. 2, p. 110-184.
- Shervais, J., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, v. 59, n. 1, p. 101-118.
- Silva-Romo, G. 2008. Guayape–Papalutla fault system: a continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortis block? Tectonic implications. *Geology*, v. 36, p. 75-78.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., Campos-Madrigal, E., Hernández-Marmolejo, Y. B., de la Rosa-Mora, O. A., de la Torre-González, A. I., Nápoles-Valenzuela, J. I., 2018. Timing of the Cenozoic basins of Southern Mexico and its relationship with the Pacific truncation process: Subduction erosion or detachment of the Chortís block. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 83, p. 178-194.
- Silva-Romo, G., y Mendoza-Rosales, C.C. 2009. Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y detachment del bloque Chortís. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, n. 1, p. 165-176.

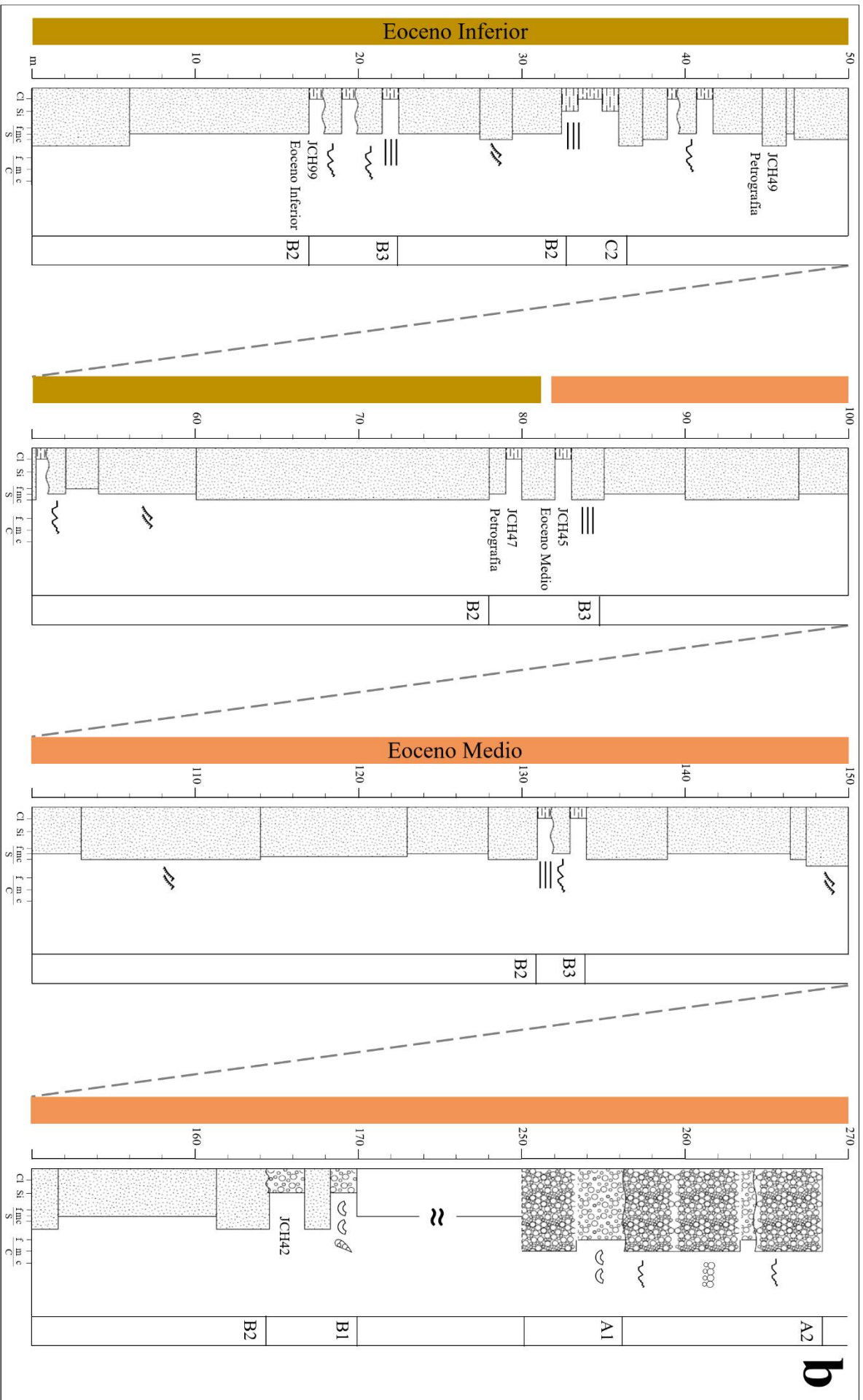
- Smith, F., 1991. The geology of a 120 km sq. area in the Mountain Pine Ridge, Belize, Central America. BSc Thesis, Univ. West Indies, Kingston, Jamaica.
- Solari, L., Ortega-Gutierrez, F., Elías-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., Torres de León, R., Ortega-Obregón, C., Chiquín, M., Morán Ical, S., 2009. U-Pb zircon geochronology of Paleozoic units in Western and Central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America. *Geologic Society of London Special Publications, Caribbean Geology*, p. 36.
- Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., 2010. Refining the age of magmatism in the Altos Cuchumatanes, western Guatemala, by LA-ICPMS, and tectonic implications. *International Geology Review*, v. 52, n. 9, p. 977-998.
- Solari, L. A., Tuena, A. G., Gutiérrez, F. O., Obregón, C. O., 2011. The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Paleozoic-Mesozoic evolution. *Geologica Acta: an international earth science journal*, v. 9, n. 3, p. 329-350.
- Spencer, C., Roberts, N., Santosh, M., 2017. Growth, destruction, and preservation of Earth's continental crust. *Earth-Science Reviews*, v. 172, p. 87-106.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Meza-Figueroa, D., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M., 2005. U-Pb geochronology of the Acatlán complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, p. 682-699.
- Taylor, S., McLennan, S., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publication, Carlton, p. 312.
- Torres-De León, R., 2016. Caracterización geológica y geocronológica de unidades metamórficas e intrusivas de la región centro-oeste de la cuenca del río Motagua, sureste de Guatemala, Centroamérica: Implicaciones en las conexiones sur de México-Bloque Chortis. Tesis de Doctorado: Universidad Nacional Autónoma de México, México, p. 220.

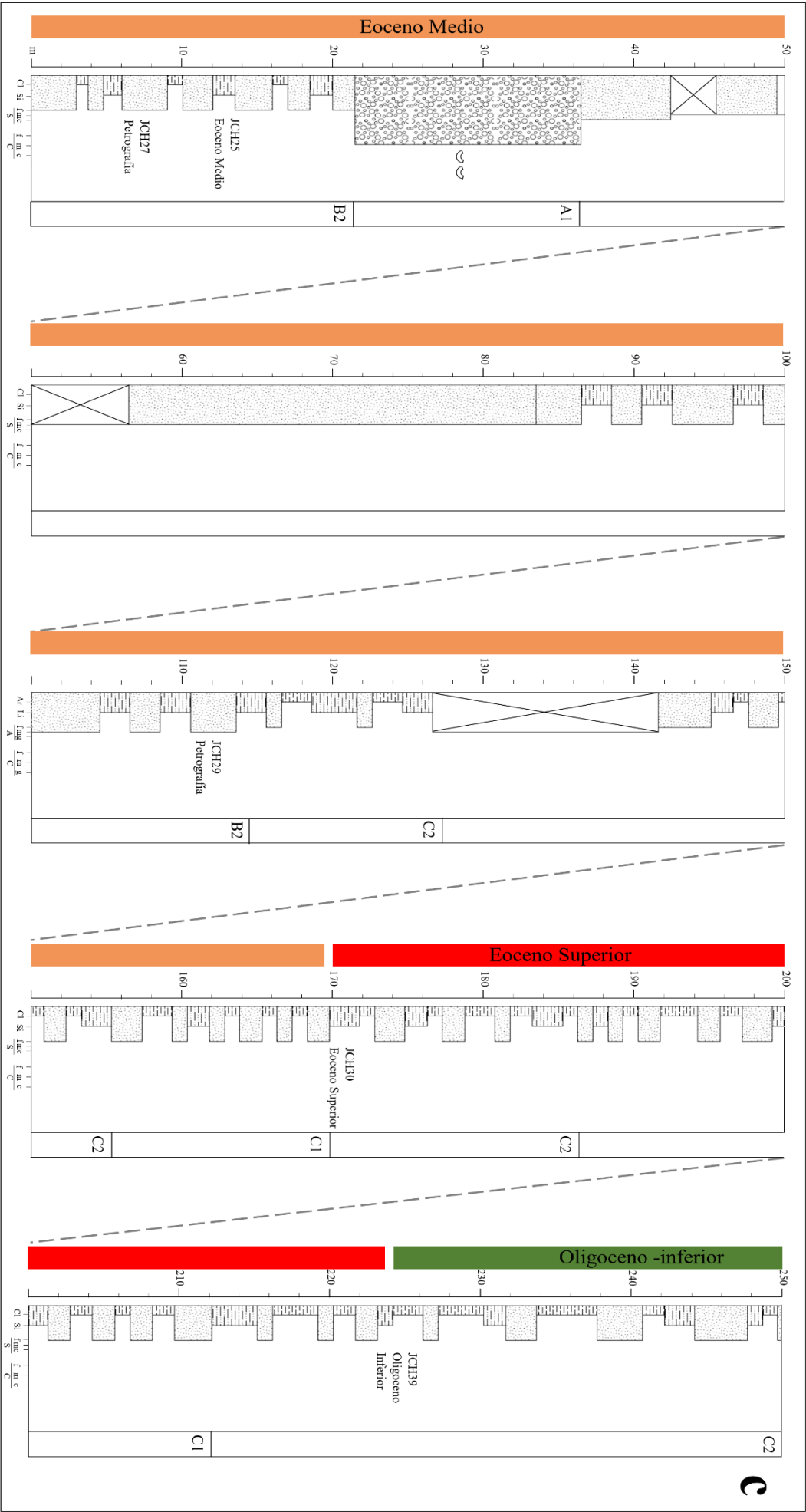
- Verma, S. P., 2006. Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas volcanic field, Mexico. *International Journal of Earth Sciences*, v. 95, n. 5, p. 871.
- Von Huene, R., Ranero, C., Vannucchi, P., 2004. General model of subduction erosion. *Geology*, v. 32, n. 10, p. 913-916.
- Walker, R., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 62, p. 932-966.
- Weber, B., Cameron, K., Osorio, M., Schaaf, P., 2005. A Late Permian Tectonothermal Event in Grenville Crust of the Southern Maya Terrane: U-Pb Zircon Ages from the Chiapas Massif, Southeastern Mexico. *International Geology Review*, v. 47, p. 509-529.
- Weber, B., González-Guzmán, R., Cisneros De León, A.O., Manjarrez-Juárez, R., and Martens, U., 2015, The destruction and growth of lower continental crust along a Paleozoic active margin: An example from Chiapas, Mexico: *Goldschmidt Abstracts*, p. 3373.
- Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R., Köhler, H., 2002. El descubrimiento de basamento metasedimentario en el Macizo de Chiapas: la Unidad La Sepultura. *GEOS*, v. 22, n. 1 p. 2-11.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., and Schaaf, P., 2007, New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif: *International Journal of Earth Sciences*, v. 96, n. 2, p. 253-269.
- Weber, B., Köhler, H., 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, v. 96, n. 3-4, p. 245-262.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., and Ruiz, J., 2008, Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining

- the Paleozoic basement of the Maya block and its evolution in a Peri-Gondwanan realm: *The Journal of Geology*, v. 116, n. 6, p. 619-639.
- White, W., 2005. *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, Cornell University, ISBN: 978-0-470-65668-6, 668 p.
- Whitney, D., Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.
- Winchester, J., Floyd, P., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, Elsevier, v. 20, p. 325-343.
- Witt, C., Brichau, S., Carter, A., 2012a. New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry. *Tectonics*, v. 31, p. 15.
- Witt, C., Rangin, C., Andreani, L., Olalez, N., Martínez, J. 2012b. The transpressive left-lateral Sierra Madre de Chiapas and its buried front in the Tabasco plain (southern Mexico). *Journal of the Geological Society, London*, v. 169, p. 143-155.
- Wood, D., Joron, J., Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 45, n. 2, p. 326-336.
- Yanagi, T., 2011. Chemical composition of continental crust and the primitive mantle. *En Arc Volcano of Japan*. Springer, Tokyo, v. 136, p. 9-17.
- Yaoling, N., Zhidan, Z., Dicheng, Z., Xuanxue, M., 2013. Continental collisions zones are primary sites for net continental crust growth - A testable hypothesis. *Earth Science Reviews*, v. 127, p. 96-110.
- Zhang, C., Li, X., Mattern, F., Mao, G., Zeng, Q., Xu, W., 2015. Deposystem architectures and lithofacies of a submarine fan-dominated deep sea succession in an orogen: A case study from the Upper Triassic Langjiexue Group of southern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 111, p. 222-243.

ANEXO





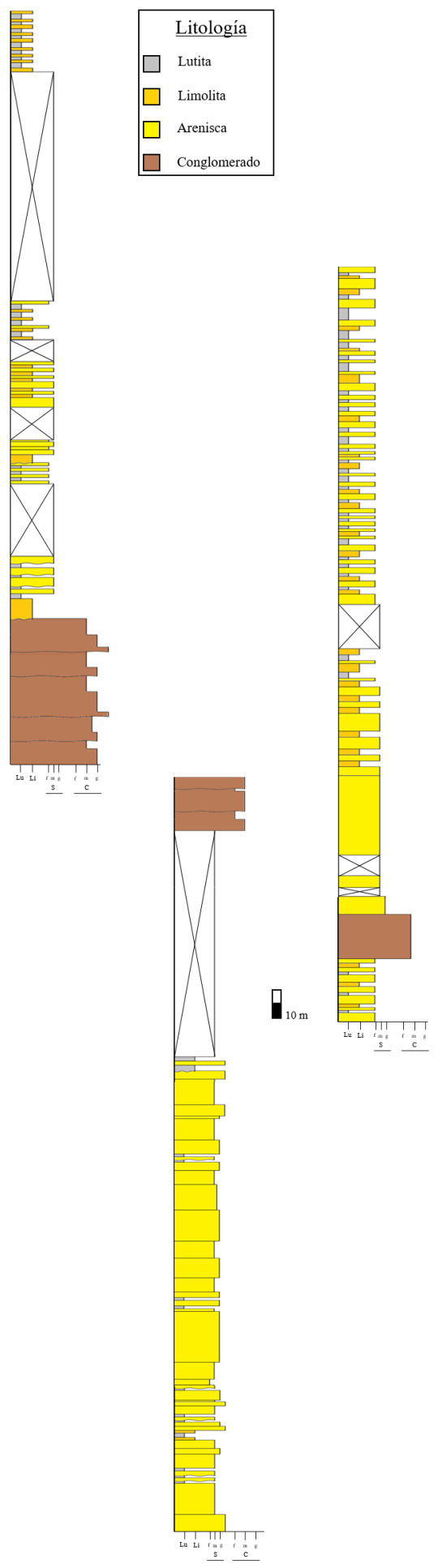
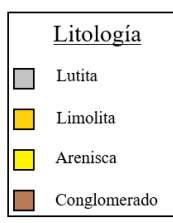


Eoceno Inferior

Eoceno Medio

Eoceno Superior

Oligoceno Inferior



Listado de muestras

Clave	Coordenadas	Observación	Edad
JCH25	15Q 400560 1938799	Conglomerado matriz soportada Arenisca intercalada con lutita negra	Eoceno Medio
JCH26	15Q 400594 1938885	Limolita	Eoceno Superior- Eoceno Medio
JCH27	15Q 400639 1938855	Arenisca fina	
JCH28	15Q 400762 1939400	Arenisca fina intercalada con limolita	Eoceno Medio
JCH29	15Q 400474 1938720	Intercalación de arenisca y lutita Muestra para fósiles: lutita	
JCH30	15Q 400348 1938619	Lutita y arenisca	Eoceno Superior
JCH31 y CP-17/2 123	15Q 404273 1951685	Lutita orgánica, muestra para fósiles	
JCH32	15Q 0398120 1940600	Arroyo, limolita con intercalaciones de lutita y arenisca, abundantes galerías	
JCH33	15Q 0398194 1940618	Lutita calcárea con clastos de arenisca	Mioceno Inferior
JCH34	15Q 0398228 1940593	Plegamiento caótico, arena con limolita y clastos de arena, con icnofósiles	
JCH35	15Q 0398450 1940516	Lutita calcárea, muestra para fósiles	Oligoceno Superior
JCH36	15Q 0398767 1940677	(Control de datos)	Oligoceno Medio
JCH37	15Q 0399067 1940733	Limolita negra, muestra para fósiles	
JCH38	15Q 0399226 1940628	Intercalación de limolitas con areniscas finas, muestra para fósiles	Oligoceno medio

JCH39	15Q 0399611 1940379	Limolita intercalada con arenisca, muestra para fósiles	Oligoceno Medio
JCH40	15Q 0400874 1946406	Limolita calcárea, muestra para fósiles	Cretácico (Sin definir piso)
JCH41	15Q 0400559 1946565	Para Nd, limolita con micas sin efervescencia	
JCH41-A	15Q 0400559 1946565	Lutitas con efervescencia, muestra para fósiles	
JCH41-B	15Q 0400559 1946565	Areniscas con cuarzo y feldespatos	
JCH42	15Q 0400048 1946731	Limo-conglomerático, con gasterópodos y corales	Eoceno Medio
JCH43	15Q 0400048 1946731	Calizas (¿Estrato?), un poco más arriba de JCH42	
JCH44	15Q 0399948 1946696	Conglomerado con gradación normal, intercalado con arenisca ligeramente conglomerática	
JCH44-A	15Q 0399948 1946696	Parte fina de conglomerado, matriz areno-soportado	
JCH44-B	15Q 0399948 1946696	Parte media de conglomerado, matriz clasto-soportado	
JCH44-C	15Q 0399948 1946696	Arenisca con horizontes de caliza	
JCH44-D	15Q 0399948 1946696	Matriz limosa con escasos clastos tipo conglomerático	
JCH45	15Q 0400048 1946731	Lutita limosa con láminas de arenisca	Eoceno Medio
	15Q 0400048 1946731	Arenisca de gran fino con estratos gruesos a laminas delgadas	
JCH46	15Q 0400048 1946731	Arenisca gravosa con horizontes de arenisca fina	

JCH47	15Q 0400141 1946763	Limolita con arenisca de grano fino.	
JCH48	15Q 0400141 1946763	Arenisca gruesa, 2 metros debajo de JCH47.	
JCH49	15Q 0400176 1946787	Horizonte de arenisca fina, laminar muestra.	
JCH50	15Q 0400252 1946797	Limolita con intercalaciones de arenisca de grano grueso.	Cretácico (sin definir piso)
JCH51	15Q 0398083 1940649	Limolita intercalada con tobas, con icnofósiles.	
JCH52	15Q 0397755 1940676	Limolita arenosa.	
JCH53	15Q 0397727 1940676	Tobas con biotitas en estratos gruesos.	
JCH54	15Q 0398948 1947328	Láminas de lutita alternadas con limolita. Toba. 158/55° SW	Oligoceno Inferior
JCH55	15Q 0399085 1947311	Limolita arenosa fina. 156/57° W	
JCH56	15Q 039359 1947362	Lutita limosa. 158/51° SW	
JCH57	15Q 0399604 1947249	Lutita calcárea, intercalada con arenisca fina. 150/52° SW	Oligoceno Inferior
JCH57-A	15Q 0399604 1947249	Arenisca fina.	
JCH57-B	15Q 0399604 1947249	Lutita negra.	
JCH58	15Q 0399662 1947234	Limolita gravosa, arenosa a la base.	
JCH59	15Q 0399744 1947244	Conglomerado fino a grueso.	

JCH60	15Q 0399540 1947635	Arenisca fina. 350/45° SW	
JCH61	15Q 0399444 1947862	Limolita con horizontes de lutita.	Oligoceno Inferior
JCH62	15Q 0399358 1948139	Limolita lutítica con horizontes de lutita. 150/40° W	Oligoceno Inferior- Eoceno Superior
JCH63	15Q 0399313 1948302	Lutita alternada con arenisca. 150/70° W	Oligoceno Inferior
JCH64	15Q 0398795 1940670	Lutita arenosa calcárea. 170/52° W (Mismo lugar que JCH36)	Oligoceno Inferior
JCH65	15Q 0398765 1940686	Lutita arenosa negra.	
JCH69	15Q	Arenisca calcárea, lutita arenosa.	
JCH70	15Q 0401196 1944970	Marga calcárea. 180/80° W	Cretácico (sin definir piso)
JCH71	15Q 0400376 1944617	Lutita arenosa. 9/70° W.	Eoceno Medio
JCH72	15Q 0400350 1944619	Lutita limosa.	Eoceno Medio
JCH73	15Q 0400302 1944622	Arenisca con rizaduras.	
JCH74	15Q 0400330 1944594	Arenisca conglomerática.	
JCH75	15Q 0400294 1944592	Limolita arenosa. 21/62° W	Cretácico (sin definir piso)
JCH76	15Q 0400286 1944594	Limolita lutítica arenosa.	
JCH77	15Q 0400266 1944598	Arenisca fina. 4/56° W	

JCH78	15Q 0400223 1944594	Arenisca fina con rizaduras. 6/50° W	
JCH79	15Q 0400188 1944592	Arenisca fina con laminaciones. 18/65° W	
JCH80	15Q 0400155 1944603	Lutita arenosa intercalada con arenisca fina. 6/89° W	Eoceno (sin definir piso)
JCH81	15Q 0400519 1944926	Lutita arenosa calcárea. 172/72° W	
JCH82	15Q 0400574 1944916	Arenisca fina con rizaduras.	
JCH83	15Q 0400593 1944923	Slump, lutita con horizontes de arenisca fina.	
JCH84	15Q 0400744 1944916	Lutita arenosa calcárea.	Paleoceno Superior
JCH85	15Q 0400971 1944913	Control de datos, volcado. 10/88° E	
JCH86	15Q 0399054 1937832	Toba vitrocristalina.	
JCH87	15Q 0398182 1942779	Lutita.	
JCH88	15Q 0398209 1944360	Lutita arenosa fina.	
JCH89	15Q 0398866 1948009	Lutita arenosa.	
JCH90	15Q 0399041 1938793	Lutita calcárea, estructuras de carga.	
JCH91	15Q 0399096 1938851	Arenisca fina intercalada con limolita. 9/80° W	
JCH92	15Q 0399186 1938947	Arenisca fina.	

JCH93	15Q 0399364 1938980	Limolita intercalada con lutita y horizontes de arenisca fina.	
JCH94	15Q 0400383 1938940	Intercalación de limolita lutítica y arenisca fina.	
JCH95	15Q 0400514 1938919	Conglomerado fino a medio.	
JCH96	15Q	Arenisca fina intercalada con limolita arenosa. 8/30° W (mismo lugar que JCH26)	
JCH97	15Q 0400154 1946771	Limolita arenosa fina. 10/79° W	
JCH98	15Q 0400177 1946783	Lutita arenosa. (Mismo lugar JCH49)	Eoceno Medio
JCH99	15Q 0400205 1946787	Lutita limosa.	Eoceno Inferior
JCH100	15Q 0400229 1946803	Arenisca conglomerática, posible K/Pg.	
JCH101	15Q 0400229 1946803	Lutita.	Eoceno Superior- Paleoceno Inferior
JCH102	15Q 0401033 1946795	Marga calcárea.	