

¿Es el Escudo de Guyana la principal fuente de aporte sedimentario a la cuenca del VMM durante el intervalo Cretácico-Neógeno? implicaciones en la paleogeografía y el levantamiento de los Andes colombianos

Angie Karolain Rodríguez Caicedo
Daniel Andrés Duque Carrillo

Universidad EAFIT
Escuela de ciencias
Departamento de ciencias de la tierra
Medellín
2019

¿Es el Escudo de Guyana la principal fuente de aporte sedimentario a la cuenca del VMM durante el intervalo Cretácico-Neógeno? implicaciones en la paleogeografía y el levantamiento de los Andes colombianos

Angie Karolain Rodríguez Caicedo
arodri38@eafit.edu.co

Daniel Andrés Duque Carrillo
dduque@eafit.edu.co

Trabajo de grado presentado como requisito para optar por el título de *geólogo*

Director
Alejandro Beltrán Triviño, PhD.
aibeltrant@eafit.edu.co

Agradecimientos

Angie Karolain Rodríguez Caicedo.

A Dios, a mis padres quienes son el motor de mi vida por apoyarme incansablemente en el cumplimiento de mis sueños, a mis tres hermanos y sobrinos por brindarme apoyo, a Daniel Duque Álzate por la ayuda en este proceso, a todos mis amigos y familiares por la compañía.

Daniel Andrés Duque Carrillo.

A Dios, a mis padres por su ayuda y apoyo a lo largo de estos años, a mi hermano David por acompañarme y aconsejarme y a mis familiares y amigos que estuvieron conmigo a lo largo de este proceso. A todos muchas gracias.

Finalmente agradecemos a Alejandro Beltrán por todo el conocimiento transmitido, por los comentarios constructivos y por el apoyo brindado durante este proceso.

También agradecemos a todos los docentes del pregrado por sus enseñanzas, a nuestros amigos Cristian Valencia, Daniel Álzate, Mariana Cardona, Diego Barragán, Juan pablo Cepeda y demás personas quienes nos brindaron apoyo.

Contenido

Resumen	1
1. Introducción	2
2. Planteamiento del problema	3
3. Hipótesis	4
4. Objetivos.....	5
4.1 Objetivo general	5
4.2 Objetivos específicos	5
5. Localización	5
6. Antecedentes.....	6
7. Metodología	8
7.1 Revisión de información Secundaria	9
7.2 Pre-campo.....	9
7.3 Trabajo de campo	9
7.4 Post-campo	10
7.4.1 Análisis petrográfico.....	10
7.4.2 Minerales densos.....	10
7.5 Extracción de datos en el laboratorio	11
7.5.1 Análisis petrográfico.....	11
7.5.2 Minerales densos.....	12
7.6 Interpretación de datos.....	13
7.6.1 Análisis petrográfico.....	14
7.6.2 Minerales densos	15
8. Marco estratigráfico	15
8.1 Unidades del Cretácico	15
8.1.1 Formación Puerto Romero (Albiano Inferio).....	15
8.1.2 Grupo Guaguaqui (Albiano Medio – Coniaciano Inferior).....	15
8.1.3 Grupo Olini.....	16
8.1.4 Formación Córdoba (Campaniano-Maastrichtiano)	16
8.2 Unidades del Paleógeno al este de la Falla de Cambrás.....	16
8.2.1 Conjunto Ti1 (Paleoceno).....	16
8.2.2 Conjunto Ti2 (Eoceno Tardío – Oligoceno)	16
8.2.3 Conjunto Ti3 (Eoceno Tardío – Oligoceno)	17

8.3	Unidades del Paleógeno al oeste de la Falla de Cambrás.....	17
8.3.1	San Juan de Río Seco	17
8.3.2	Formación la Cira (Oligoceno Tardío)	17
8.3.3	Grupo Honda (Mioceno).....	18
8.3.4	Formación Mesa (Mioceno Medio - Plioceno).....	18
9.	Geología estructural.....	21
9.1	Falla de Betania	21
9.2	Falla de Cambrás	21
9.4	Falla la Salina.....	21
9.5	Sinclinal de Llano Mateo	22
10.	Marco geológico	22
11.	Resultados.....	23
11.1	Análisis Petrográfico	23
11.1.1	Formación Olini (Cretácico Tardío)	27
11.1.2	Conjunto Ti1 (Paleoceno).....	30
11.1.3	Conjunto Ti2 (Eoceno Tardío – Oligoceno)	30
11.1.4	Formación Mesa (Mioceno Medio - Plioceno)	30
11.2	Minerales densos.....	36
11.2.1	Conjunto Ti1 (Paleoceno).....	39
11.2.2	Conjunto Ti2 (Eoceno Tardío – Oligoceno)	39
11.2.3	Formación Mesa (Mioceno Medio - Plioceno)	40
	42
12.	Discusión	43
12.1	Cretácico Tardío.....	43
12.2	Maastrichtiano – Paleoceno	44
12.3	Eoceno Medio – Oligoceno	46
12.4	Mioceno – Plioceno	48
13.	Conclusiones.....	52
14.	Recomendaciones.....	52
	Referencias	53

Lista de tablas

Tabla 2. Códigos aplicados al análisis estratigráfico.	12
Tabla 3. Códigos y descripción de los minerales densos.	13
Tabla 4. Clasificación de los tipos de granos en diagramas ternarios (Dickinson, 1985).	14
Tabla 5. Resultados del análisis petrográfico según el diagrama de QtFLt (Folk, 1980).	23
Tabla 6. Clasificación de la muestra ADA-02 con la metodología planteada por (Folk, 1980).	28
Tabla 7. Clasificación de carbonatos planteada por Dunhan, tomada y modificada de (Boggs, 2009).	29
Tabla 8. Resultados de los conteos modales para cada montaje de minerales densos.	36
Tabla 9. Porcentaje de minerales translúcidos y opacos.	36
Tabla 10. Conteo modal de minerales densos en cuanto a las categorías de estabilidad.	38

Lista de figuras

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio..	6
Figura 2. Metodología para el desarrollo del trabajo.	8
Figura 3. División de la muestra por el método de cuarteo.	11
Figura 4. Método de la cinta, empleado en el conteo modal.	13
Figura 5. Tabla estratigráfica generalizada de la zona de estudio.	19
Figura 6. Mapa geológico del área de estudio.	20
Figura 7. Clasificación de las muestras en el diagrama ternario	24
Figura 8. Diagramas ternarios de procedencia.	26
Figura 9. Ambiente y microfacie de la muestra ADA-02	29
Figura 10. Fotos de campo.	33
Figura 11. Imágenes de las secciones delgadas.	35
Figura 12. Distribución del contenido porcentual de minerales translúcidos y minerales opacos.	37
Figura 13. Distribución porcentual de minerales translúcidos	37
Figura 14. Distribución porcentual de minerales translúcidos según su estabilidad.	38
Figura 15. Índice ZTR obtenido para cada muestra.	39
Figura 16. Distribución de los minerales translúcidos en la muestra ADA-03.	40
Figura 17. Imágenes de los minerales densos	42
Figura 18. Bloque diagrama esquemático de la acumulación de la muestra ADA-02.	43
Figura 19. Bloque diagrama esquemático de la acumulación de la muestra ADA-01.	45
Figura 20. Mapa paleogeográfico esquemático del Maastrichtiano – Paleoceno.	46
Figura 21. Bloque diagrama esquemático de la acumulación de las muestras ADA-04, ADA-05 y ADA-06.	47
Figura 22. Mapa paleogeográfico esquemático del Eoceno Medio - Oligoceno.	47
Figura 23. Bloque diagrama esquemático de la acumulación de la Formación Mesa en el Mioceno – Plioceno.	49
Figura 24. Mapa paleogeográfico esquemático del Mioceno - Plioceno.	49

Resumen

Diferentes procesos tectónicos son los que actúan sobre el margen norte de la Cordillera de los Andes, donde se puede destacar tanto la subducción de la placa Nazca, como los procesos de compresión asociados que dieron lugar a la inversión tectónica de la Cordillera Oriental en Colombia. En áreas como el Valle Medio del Magdalena, esta inversión generó varios cambios en los sistemas de acumulación de los sedimentos, cambios que pueden ser identificados mediante el análisis de procedencia. En este proyecto se obtuvo el análisis de procedencia del Grupo Olini, Conjuntos Ti1, Ti2 y Formación Mesa, las cuales afloran entre el Valle Medio del Magdalena y el flanco occidental de la Cordillera Oriental, entre los límites departamentales de Boyacá y Santander.

Dichos análisis indican que las principales áreas de aporte de estas formaciones son posiblemente la Cordillera Central y el escudo de Guyana, pero debido a la alta actividad tectónica que se presenta a finales del Cretácico y durante el Cenozoico, ocurrió retrabajamiento de los sedimentos sobre el margen oriental de Colombia, asociados al levantamiento de la Cordillera Oriental.

Palabras claves: Escudo de Guyana, Retrabajamiento, Cordillera Oriental, Cordillera Central, Análisis de procedencia, Tectónica

Abstract

Different tectonic processes are acting over the northern margin over the Andean Cordillera, where both the subduction of the Nazca plate, as well as the compression processes that gave rise of the tectonic inversion of the Easter Cordillera in Colombia can be highlighted. In areas like the Middle Magdalena Valley, this inversion generated several changes in the sediments accumulation system, changes that can be identify by provenance analysis. In this project the provenance analysis of Olini Group, Set Ti, Ti2 and Mesa Formation was obtain, which the outcrops are between the Middle Magdalena Valley and the western flank of the Eastern Cordillera, between the departmental limits of Boyacá and Santander.

These analyzes indicates that the main areas of contribution of these formations are possibly the Central Cordillera and the Guyana Shield, but due to the high tectonic activity that occurs at the end of the Cretaceous and during the Cenozoic, sediment reworking occurred on the easter margin of Colombia associated with the uplift of the Eastern Cordillera.

Key Words: Guyana Shield, Reworking, Easter Cordillera, Central Cordillera, Provenance analysis, Tectonic

1. Introducción

La Cordillera Oriental es una de las tres divisiones que presenta la Cordillera de los Andes en Colombia. Esta se encuentra limitada por la Cuenca de los Llanos al este y por la cuenca del Valle Medio y Superior del Magdalena al oeste (Sarmiento et al., 2006)

La Cordillera Oriental presenta factores claves, tales como presentar una tectónica de piel gruesa y delgada, deformación e inversión tectónica, los cuales la hace una región ideal para el entendimiento de la geología colombiana (Bande et al., 2012; Sarmiento et al., 2006), en donde se considera que su fase principal de levantamiento ocurrió después del Mioceno Medio (Caballero et al., 2010), siendo el factor más importante la inversión tectónica de fallas preexistentes de la cuenca extensional (Bande et al., 2012; Cooper et al., 1995; Sarmiento et al., 2006).

Durante el Cretácico Temprano, previo al levantamiento de la Cordillera de los Andes, el desarrollo de las cuencas en el norte de los Andes comenzó como rift o cuencas de *back arc* extensionales rodeado por fallas normales, producidas durante el Mioceno. Durante el Aptiano estas cuencas comenzaron a colisionar debido a la flexura producida por la subsidencia termal, produciendo una cuenca interconectada regional (Sarmiento - Rojas, 2001); La cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM), constituye una de las principales cuencas sedimentarias de Colombia desde el Triásico hasta la actualidad, en la cual se acumuló en un ambiente continental y posteriormente fue dominado por una acumulación marina somera en el Cretácico Temprano (Cooper et al., 1995). El VMM, desde el punto de vista geológico, se trata de una cuenca intracordillerana basculada hacia el oriente, con tendencia homoclinal, limitada al norte con el sistema de fallas Espíritu Santo, al noreste con el sistema de fallas de Bucaramanga-Santa Marta, al sureste por el sistema de fallas Bituima y La Salina, al sur con el cinturón plegado de Girardot y al oeste con los sedimentos del Neógeno que cubren la Serranía de San Lucas y el basamento de la Cordillera Central (Lozano y Zamora, 2014; Mojica y Franco, 1990; Gomez et al., 2003).

Con el fin de interpretar la procedencia de las Formaciones adyacentes al flanco occidental de la Cordillera Oriental se hará un análisis de procedencia de los sedimentos, el cual tiene como objetivo la reconstrucción y ensamblaje de la roca fuente y la reconstrucción de los ambientes de acumulación de sedimentos.

Para complementar y mejorar las características de procedencia de los sedimentos, se utilizará los minerales densos, los cuales componen menos del 1% de la composición de la roca. La interpretación de estos minerales se puede ver afectada por distintos factores como la meteorización o la abrasión, pero sin embargo forman

un papel importante en la interpretación de procedencia de los sedimentos debido a su diversidad y características, los cuales pueden aportar información para reconstrucciones paleogeográficas (Morton, 1985,1991).

El proyecto busca dar una interpretación sobre la procedencia de los sedimentos del Grupo Olini (Cretácico Tardío), Conjunto Ti1 (Paleoceno), Ti2 (Eoceno Tardío – Oligoceno) y Formación Mesa (Mioceno Medio – Plioceno), ubicadas entre el Valle Medio del Magdalena y el flanco occidental de la Cordillera Oriental (Plancha 169), y asociarla a los procesos tectónicos que ocurrieron durante el intervalo de tiempo Cretácico – Neógeno. De esta manera, este trabajo busca contribuir al levantamiento de información geológica y proveer un modelo de evolución paleogeográfico del área de estudio, la cual representa una importante región dentro de la evolución geológica del país con implicaciones en exploración de recursos energéticos.

2. Planteamiento del problema

Los ambientes de acumulación del flanco occidental de la Cordillera Oriental, según Mojica y Franco (1990) están asociados a los procesos distensivos y compresivos que ha sufrido el área y a la dinámica de la formación de la cuenca del VMM, ya que dicha cuenca tiene hacia el occidente un borde pasivo, instalado en parte sobre materiales de la Cordillera Central, y que se caracteriza por una geometría monoclinial, con notables truncaciones de las formaciones Cretácicas, que desaparecen en dirección a la cordillera bajo un progresivo recubrimiento de los sedimentos Cenozoicos, que buzan preferencialmente hacia el oriente, pero con algunas interrupciones causadas por flexuras y fallas. Por el contrario, hacia la Cordillera Oriental la deformación se incrementa de manera continua y se pasa a un complicado margen compresional, creando estructuras complejas como anticlinales y sinclinales asimétricos con vergencia hacia el W, de edad Miocena (Mojica y Franco, 1990).

Cuencas como la del Valle Medio y Valle Superior del Magdalena tienen reportes de trabajos realizados sobre procedencia sedimentaria en donde se complementan con estudios sísmicos y con perforaciones (Mojica y Franco, 1990). Áreas como la Cordillera Oriental tienen aún gran vacío en el conocimiento geológico con relación a la interacción entre ecosistemas, tectónica, sedimentación y clima, el cual puede ser cubierto mediante trabajos de análisis de procedencia. Actualmente, reconoce un importante trabajo regional en cercanías al flanco occidental de la Cordillera Oriental que investiga las interacciones de los fluidos con el Cinturón Esmeraldífero (Quintero et al., 2008), sin embargo no se reconocen estudios enfocados en la evolución geológica de esta zona en particular, la cual presenta indicadores de interés para la exploración de hidrocarburos, el potencial de desarrollo de zonas de

para el ecoturismo y así como para el entendimiento y la importancia de la conservación del patrimonio geológico. Teniendo en cuenta el déficit de información para modelos geológicos en esta zona, se plantea el análisis de procedencia como una propuesta para la adquisición de información de suma relevancia para las reconstrucciones paleoambientales del Cretácico Tardío – Cenozoico.

En este estudio se aborda la siguiente pregunta de investigación: ¿Es el Escudo de Guyana la principal fuente de aporte sedimentario a la cuenca del VMM durante el intervalo Cretácico-Neógeno? Esta pregunta surge con el fin de presentar un primer modelo geológico que tenga un enfoque integral y que cubra un área que a pesar de haber sido explorada no tiene suficiente material científico publicado.

3. Hipótesis

La hipótesis de este trabajo es que durante el Cretácico la sedimentación marina estaba dominada por sedimentos provenientes del Escudo de Guyana, en el Cenozoico los ambientes se tornan continentales y la procedencia sedimentaria está dominada por sedimentos reciclados erosionados durante el levantamiento diferencial de las cordilleras Oriental y Central.

Existen cuatro auspicios para esta teoría, que determinarían la veracidad de la hipótesis o su negación, los cuales identificamos basándonos en estudios previos de la zona de estudio, siendo este la plancha geológica 169 del Servicio Geológico Colombiano. Para ello se plantea lo siguiente.

- a. Que los líticos presentes en la Formación Mesa sean en gran parte clasificados como líticos volcánicos.
- b. Que el material que conforma los Conjuntos Ti1 y Ti2 contengan en gran proporción cuarzo, feldespato, anfíboles y que el material lítico sea predominantemente sedimentario o en su defecto metamórfico.
- c. Que la morfología de los minerales ultraestables como circón, rutilo y turmalina den indicios de procesos de retrabajamiento.
- d. Que el Grupo Olini sea netamente de origen marino, con la presencia de fósiles o bioclastos.

4. Objetivos

4.1 Objetivo general

Interpretar la evolución de la paleogeografía del flanco W de la CO desde el Cretácico Tardío en el sector de Puerto Romero por medio del análisis de procedencia del Grupo Olini, Conjunto Ti1, Ti2 y Formación Mesa incorporando técnicas de petrografía de areniscas y mineralogía de minerales pesados.

4.2 Objetivos específicos

- Interpretar el ambiente de acumulación del Grupo Olini, Conjunto Ti1, Ti2 y Formación Mesa por medio de análisis de petrográfico.
- Interpretar las fuentes de aporte sedimentario de las unidades analizadas por medio del estudio de minerales densos y petrografía.
- Comparar los resultados obtenidos con las interpretaciones ambientales anteriores y proponer las reconstrucciones paleogeográficas para cada intervalo de tiempo que representan las rocas analizadas.

5. Localización

La zona de estudio se halla localizada en las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental de Colombia, en jurisdicción del departamento de Boyacá en la zona más conocida como la Serranía de las Quinchas, cerca de los municipios de Puerto Boyacá y Otanche (Figura 1).

Al occidente del área se encuentra el Valle Medio del Magdalena, el cual presenta información detallada de las formaciones gracias a las perforaciones y líneas sísmicas realizadas por las empresas petroleras.

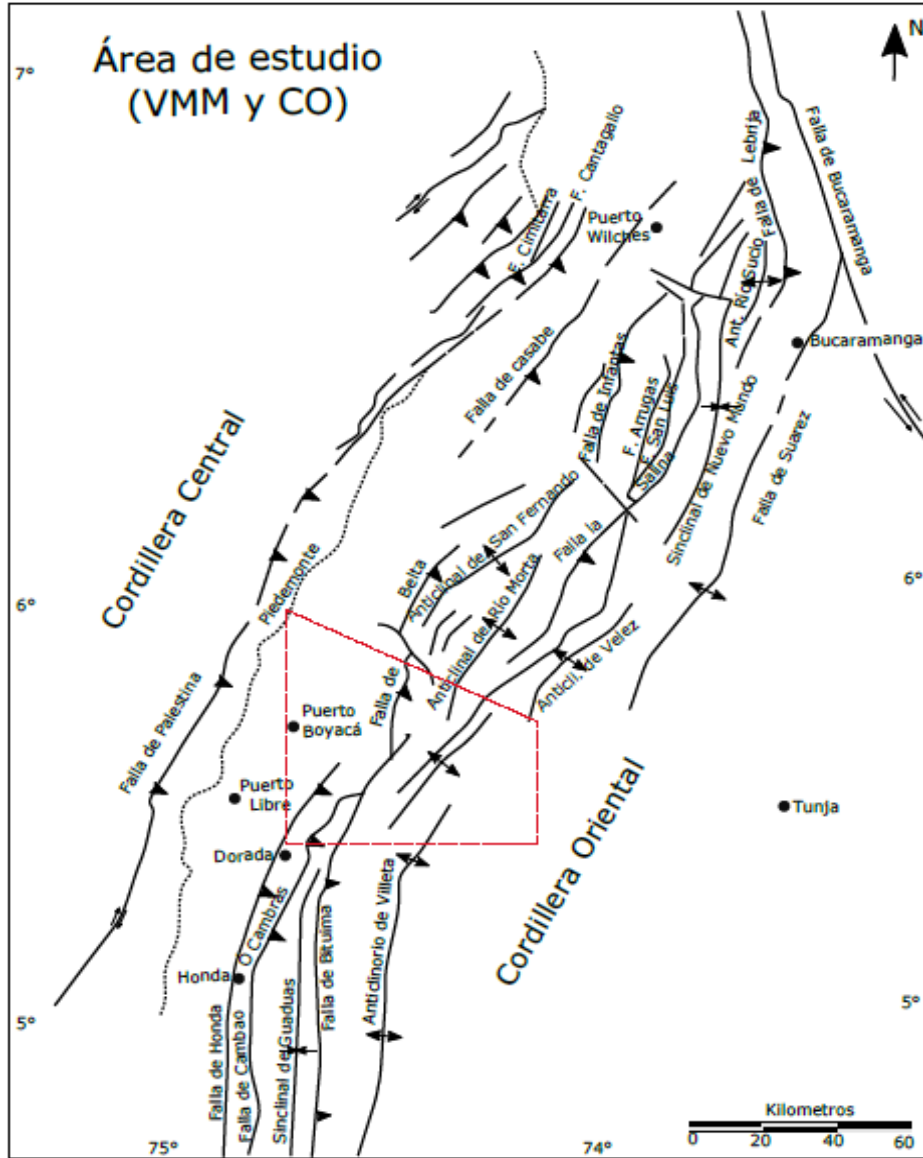


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio y sus principales rasgos estructurales, tomado y modificado de (Mojica y Franco, 1990).

6. Antecedentes

El análisis de procedencia es una de las herramientas que integra el estudio sedimentario, estratigráfico y bioestratigráfico con el fin de obtener como resultado la recopilación de información que proporcione el entendimiento del régimen deposicional y de las áreas de aporte que han contribuido a la formación de una mega estructura sedimentaria. Dichos análisis contienen un grupo de disciplinas capaces de contribuir al entendimiento espacial de una región geológica. Las principales herramientas incorporan métodos petrográficos (Dickinson, 1985), y clasificación de minerales densos (Mange y Maurer, 1992).

La importancia del análisis de procedencia consiste en que permite inferir cambios en las condiciones climáticas y regímenes tectónicos que gobernaron la zona de aporte junto a los ambientes deposicionales (Lamus et al., 2006).

Esta disciplina ha sido aplicada a nivel global por los beneficios que trae en los procesos de exploración minera o de hidrocarburos. En Baja California, México, esta técnica fue aplicada con el fin de caracterizar mineralógica y granulométricamente las arenas siliciclasticas de dunas parabólicas (Rodríguez et al., 2014). En la Sierra de San Bernardo en Argentina se realizó análisis de procedencia en las areniscas del Grupo Chubut mediante levantamiento estratigráfico y análisis petrográfico (Tunik et al., 2004) y en la isla Diego de Almagro en Chile se realiza el análisis petrográfico y químico de unas areniscas pertenecientes al complejo Duque de York (Parra, 2015). En Colombia, esta técnica ha sido aplicada en cuencas de gran extensión como la cuenca del Catatumbo (Montenegro et al., 2014), cuenca Cesar – Ranchería (Lamus et al., 2006), en la Formación Floresta en el norte de Santander (Villafañez, 2012), en Unidades Paleógenos del sinclinal de Usme en la Cordillera Oriental (Bayona et al., 2010) y en la Formación los Indios para correlación espacial con la Sierra Nevada de Santa Marta (Gómez, 2017).

A nivel local, varios autores han realizado estudios de análisis de procedencia en los cuales se interpretan las áreas fuentes y las implicaciones paleogeográficas de las unidades presentes en la Cordillera Oriental, a partir de levantamiento estratigráfico, análisis de secciones delgadas, geocronología y minerales densos. Estos estudios son mencionados a continuación.

- Velásquez *et al.* (2019). Se analizaron minerales pesados de 21 muestras recientes de arena de las barras del cauce del río Magdalena y diferentes drenajes tributarios de primer y segundo orden hacia el este y oeste de la cuenca para obtener la caracterización de minerales densos y el área de aporte.
- Sarmiento *et al.* (2015). Indica la sinopsis estratigráfica de las unidades presentes en el Valle Medio del Magdalena y la evolución geológica que ha sufrido la zona, desde el Cretácico hasta el Neógeno.
- Lamus *et al.* (2013). Se realizan conteos de minerales densos, petrografía, análisis de conglomerados y geocronología detrítica en capas conglomeráticas para observar la procedencia de las Unidades del Maastrichtiano al Mioceno del Sinclinal de Guaduas, con el fin de dar una interpretación a la actividad tectónica de la zona.
- Bayona *et al.* (2010). Se integra por medio de análisis estratigráficos, análisis de procedencia y termocronología en 2200m de la sucesión Paleógena para establecer la evolución tectónica y paleogeográfica del sector de la Cordillera Oriental.
- Caballero *et al.* (2010). Se realizan estudios de distribución de facies sedimentarias, paleocorrientes y petrografía en las unidades Cenozoicas con

el fin de establecer la temporalidad del levantamiento de la Cordillera Oriental.

- Quintero *et al.* (2008). Expone la estratigrafía, el marco tectónico y estructural de la Cordillera Oriental basandose en la importancia de los yacimientos hidrotermales.
- Mojica y Franco (1990). Expone la estratigrafía, tectónica y marco geológico del Valle Medio y Superior del Magdalena, dando una breve historia de ambas cuencas, desde el Paleozoico, presentando columnas estratigráficas generalizadas y eventos de deformación.
- De porta (1974). Explica detalladamente la estratigrafía del Cretacico Tardío, basandose en el levantamiento de columnas estratigráficas.

7. Metodología

La metodología para el desarrollo del presente trabajo se divide en seis etapas: revisión de información secundaria, precampo, post-campo, trabajo de campo, extracción de datos de laboratorio e interpretación de datos (Figura 2); las cuales serán explicadas a continuación.

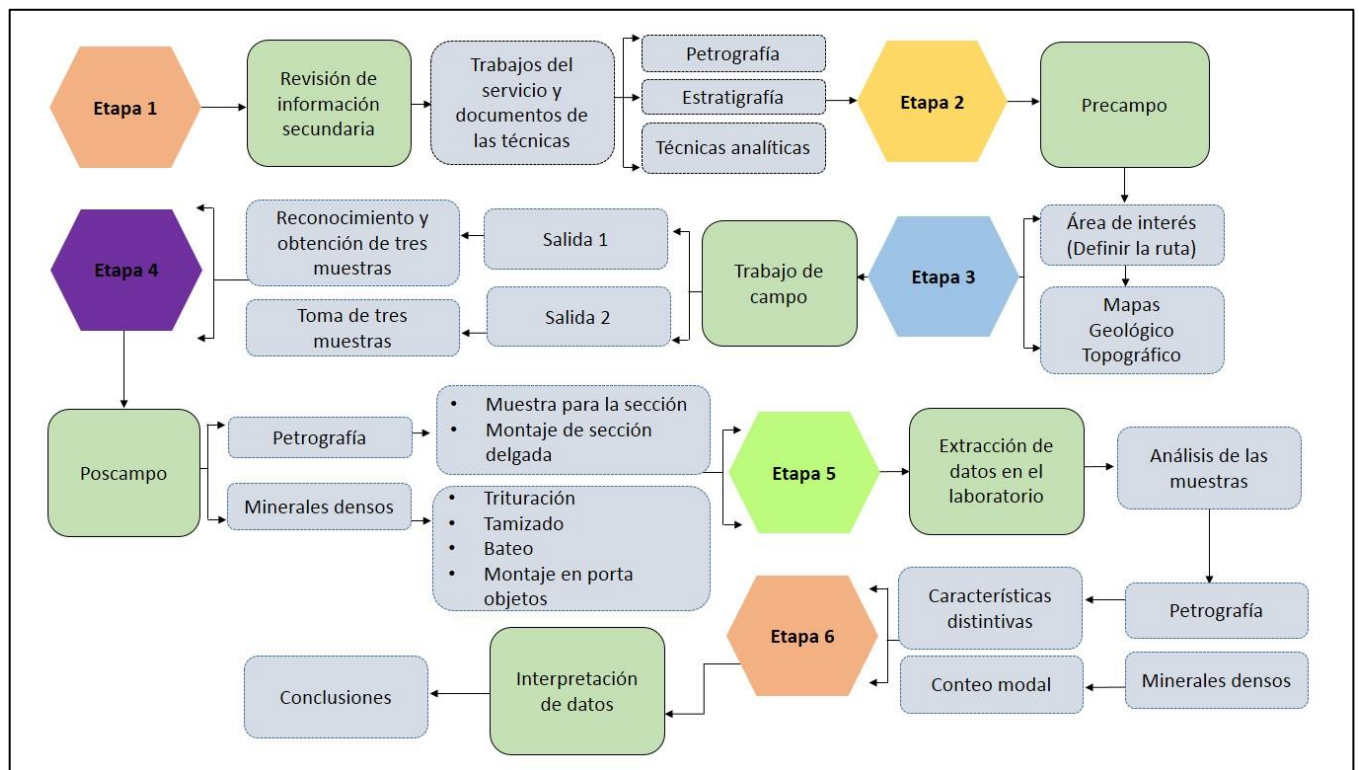


Figura 2. Metodología para el desarrollo del trabajo.

7.1 Revisión de información Secundaria

Para llevar a cabo este trabajo, se procedió inicialmente con la recopilación de información secundaria existente tanto de la región de estudio como de áreas cercanas. Se recopilaron documentos del Servicio Geológico y trabajos donde se detallan las técnicas analíticas, dichos trabajos fueron sintetizados en la sección de antecedentes.

7.2 Pre-campo

Esta etapa se caracterizó por la búsqueda de planchas geológicas y topográficas a escala 1:25.000 y 1:100.000, al igual que datos nativos extraídos del geoportal del servicio geológico y de *shapes* descargados del Instituto Geográfico Agustín Codazzi con el fin de elaborar un polígono de 17.17 km largo por 14.91 km ancho el cual corresponde al área de interés.

7.3 Trabajo de campo

Posterior a la recopilación de datos y la etapa de pre-campo se procedió a realizar la salida de campo, se hicieron dos controles, la poca accesibilidad del área y la crisis sanitaria que afronta el país impidieron la recolección de un número mayor de muestras para el análisis petrográfico de todas las unidades y para obtención de datos geocronológicos. En estas salidas se recopilaron seis muestras distribuidas en el Grupo Olini, Conjunto Ti1, T12 y Formación Mesa (Tabla 1).

Tabla 1. Localización de las muestras tomadas en campo y su respectiva unidad litoestratigráfica.

Código muestras	Unidad	Edad	Coordenadas
ADA – 02	Grupo. Olini	Coniaciano tardío – Campaniano	5°50'11.38"N 74°18'6.33"O
ADA – 01	Conjunto. Ti1	Paleoceno	5°49'38.12"N 74°19'2.41"O
ADA – 04	Conjunto. Ti2	Eoceno Tardío - Oligoceno	5°56'40.96"N 74°17'39.14"O
ADA – 05	Conjunto. Ti2	Eoceno Tardío - Oligoceno	5°56'33.80"N 74°18'48.84"O
ADA – 06	Conjunto. Ti2	Eoceno Tardío - Oligoceno	5°56'46.44"N 74°19'35.57"O
ADA – 03	Fm. Mesa	Mioceno Medio - Plioceno	5°54'21.93"N 74°23'8.55"O

7.4 Post-campo

Esta etapa consiste en la preparación de las muestras para el análisis petrográfico y para la identificación de minerales densos.

7.4.1 Análisis petrográfico

El estudio petrográfico es una herramienta útil que refleja los principales escenarios tectónicos de las áreas de procedencia, en donde se tiene en cuenta el clima, el relieve, los mecanismos de transporte, el ambiente deposicional y los cambios diagenéticos, dado que son aspectos influyentes en la composición final de la roca (Dickinson, 1985).

Esta etapa consistió en la selección de las muestras, basándose en el tamaño, meteorización y sitio de extracción de la roca. Posteriormente se extrajo una parte de la muestra para obtener la sección delgada.

7.4.2 Minerales densos.

Este método incluye todos los componentes detríticos con una densidad que excede un umbral de 2.90 g/cm^3 , los resultados dependen de las elecciones metodológicas usadas desde la fase de campo hasta los sesgos analíticos que se puedan presentar a lo largo de la aplicación (Mange y Maurer, 1992).

Para este análisis se prepara la muestra de manera que se obtenga la reducción de partículas por medio de una trituradora de mandíbulas con aperturas que producen virutas de aproximadamente 5 mm ubicada en el Laboratorio de Geología de la Universidad Eafit. Las partículas resultantes después de la trituración cuya cantidad puede variar entre 100, 200 y 300 gramos deben ser tamizadas, ya que esto implica la buena selección de los granos. Para decantar la suspensión fina, se usan tres tamices de 1.4 mm, 250 μm , 0.63 μm siendo el de interés el de 0.63 μm . Los tamices deben limpiarse durante aproximadamente diez minutos en un baño de ultrasonido y es indispensable practicar una limpieza rigurosa de los tamices entre cada muestra para evitar contaminación del material.

Posterior a obtener la fracción de 0.63 μm se procede con la separación de los minerales densos de las fracciones livianas, por medio del método de batea. Con el fin de obtener la fracción de interés y subdividirla con el método de cuarteo (Figura 3), esto se realiza con el propósito de homogenizar el material y que los minerales densos queden distribuidos uniformemente. Finalmente se debe agregar y dispersar el material sobre un portaobjetos que está impregnado de una solución de recubrimiento epoxi Araldite el cual tiene un índice de refracción de $n_x = 1.553$, y

debe ser calentada a 60°C y esparcida sobre el portaobjetos (Mange y Maurer, 1992). En último lugar se realiza el conteo de aproximadamente 300 o más cristales por medio de un microscopio petrográfico convencional de luz transmitida.

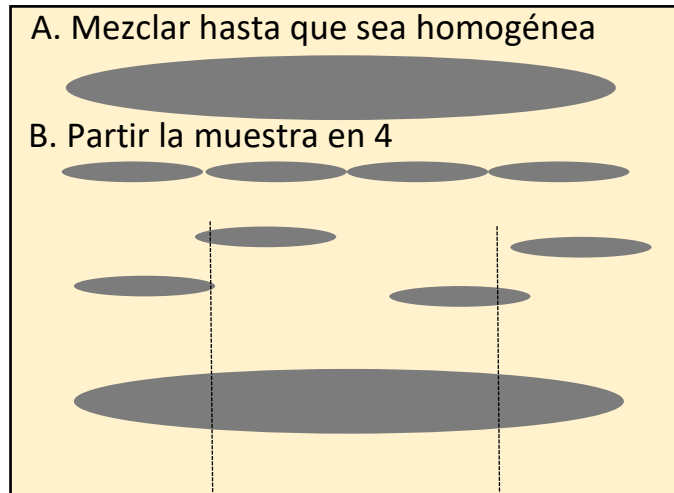


Figura 3. División de la muestra por el método de cuarteo (Mange y Maurer, 1992).

7.5 Extracción de datos en el laboratorio

7.5.1 Análisis petrográfico

El análisis petrográfico se realizó en un microscopio petrográfico convencional de luz transmitida, teniendo como respaldo la metodología de (Dickinson, 1985). El cual consiste en contar 300 puntos o más que constituyan el armazón y que tenga tamaño de (>0.0625 mm), en este conteo se debe ignorar la matriz y el cemento.

En el caso de ADA-02 se usó la metodología de (Folk, 1980) ya que es una muestra que contiene material fosilífero y cemento calcáreo.

Con el fin de determinar la composición modal de las areniscas se establecieron quince categorías (Tabla 2) para distinguir el material componente del armazón.

Tabla 1. Códigos aplicados al análisis estratigráfico.

Código	Abreviatura	Nombre	Descripción
1	Qm	Cuarzo monocristalino	Granos con caras bien definidas y limpias que presentan extinción recta
2	Qp	Cuarzo policristalino	Granos con contactos saturados de 1 a 3 agregados
3	Ch	Chert	Cuarzo microcristalino de origen sedimentario
4	Fl	Feldespatos	Cristales que presentan figura de interferencia biáxica y con nicols paralelos se observa suciedad
5	Pl	Plagioclasa	Cristales subhedrales que presentan maclas y son alterados a sericita y epidota
6	Ms	Moscovita	Cristales que presentan extinción ojo de pájaro y a veces son deformados
7	Biot	Biotita	Cristales que presentan extinción ojo de pájaro
8	Ep	Epidota	Granos xenomorfos, no presenta pleocroísmo o es muy leve. Tiene birrefringencia media a alta
9	Ser	Sericita	Alteración del feldespato
10	Clo	Clorita	Laminas reemplazando la biotita, con pleocroísmo generalmente de tonos verdes
11	Hn	Hornblenda	Prismas alargados con pleocroísmo neto
12	Ls	Lítico sedimentario	Fragmentos finogranulares, a veces laminados. En nicols paralelos se identifican colores oscuros
13	Lmet	Lítico Metamórfico	Fragmentos donde es observable la foliación
14	Lv	Lítico Volcánico	Cristales finos embebidos en matriz
15	Op	Opacos	Óxidos, sulfuros, etc

7.5.2 Minerales densos

El análisis de minerales densos se realizó en un microscopio petrográfico convencional de luz transmitida y se empleó el método de cinta (Figura 4), el cual consiste en seleccionar bandas dentro del campo óptico mientras se cuentan los cristales que estén dentro de dicha franja teniendo la platina fija (Galehouse, 1971). Para el montaje de minerales pesados, se identificaron los principales minerales constituyentes (Tabla 3) y se realizó el conteo de 400 a 700 puntos, incluyendo los minerales opacos.

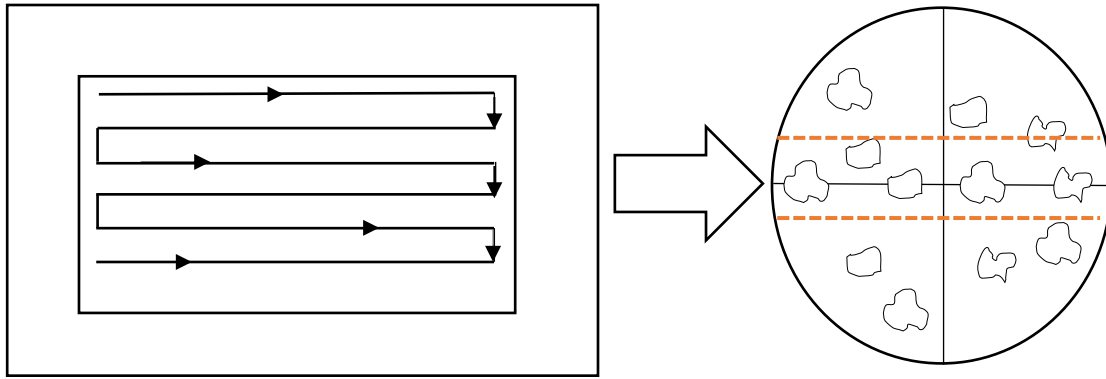


Figura 4. Método de la cinta, empleado en el conteo modal. Modificado de (Villafañez, 2012).

Tabla 2. Códigos y descripción de los minerales densos.

Código	Abreviatura	Nombre	Descripción
1	Cr	Circón	Cristales con alto relieve, sin pleocroísmo. Figuras euhedrales
2	Rt	Rutilo	Cristales de alto relieve, color café oscuro o con tendencia a opacos
3	Tr	Turmalina	Cristales prismáticos, pleocroísmo de calor café. Presenta altos colores de interferencia
4	Ap	Apatito	Cristales de alto relieve, con figuras prismáticas y colores anómalos de interferencia
5	Gr	Granate	Cristales con alto relieve e isotrópico
6	Hn	Hornblenda	Cristales prismáticos, pleocroísmo verde o café
7	Es	Esfena	Relieve medio y colores de baja interferencia
8	Cl	Cloritoide	Relieve medio a bajo, con colores verdosos y leve pleocroísmo a nulo
9	Op	Opacos	Cristales opacos en ocasiones euhedrales

7.6 Interpretación de datos

Al tener el conteo modal de las secciones delgadas y de los portaobjetos que contienen los minerales densos de las muestras ADA-01, ADA-02, ADA-03, ADA-04, ADA-05 y ADA-06, se procedió con el análisis e interpretación de los datos con cada una de las técnicas propuestas.

7.6.1 Análisis petrográfico

El uso de modelos detríticos cuantitativos calculados a partir de recuentos de puntos en secciones delgadas, permiten inferir las características composicionales y texturales del material detrítico presente en la muestra (Dickinson, 1985). Dicho esto, obtener los parámetros anteriormente mencionados es importante para determinar el régimen tectónico de un área de interés.

Los resultados arrojados en el conteo modal se normalizaron con el fin de obtener los porcentajes del material que constituye el armazón, en términos de cuarzo total, feldespato y líticos, o en su defecto cuarzo monocristalino, feldespato y líticos (Tabla 4). Para posteriormente clasificar dichos datos en diagramas ternarios QtFLt y QmFLt propuestos por (Dickinson, 1985) y el diagrama de QtFL propuesta por (Folk, 1980).

Tabla 3. Clasificación de los tipos de granos en diagramas ternarios (Dickinson, 1985).

Clasificación y símbolo de los tipos de granos en el diagrama ternario de (Dickinson, 1985)		
A. Granos de cuarzo ($Qt = Qm + Qp$)		
Qt = Granos de cuarzo total	Qm = Cuarzo monocristalino	Qp = Cuarzo policristalino
B. Granos de feldespato ($F = P + K$)		
F = Granos feldespato	P = Granos de feldespato	K = Feldespato potásico
C. Fragmentos líticos inestables ($L = Lv + Ls$)		
L = Fragmentos líticos inestables total	Lv = Fragmento lítico volcánico, metavolcánico	Ls = Fragmento lítico sedimentario, metasedimentario
D. Fragmentos líticos total ($Lt = L + Qp$)		
Lc = Clasto detrítico extracuenca	No incluye L	No incluye Lt

La muestra ADA-02 sigue un proceso de interpretación diferente, puesto que pertenece al Grupo Olini y es definida como una lutita calcárea. Mencionado esto se propone que dicha muestra se clasifique mediante la teoría propuesta por (Folk, 1980) quien establece la clasificación de calizas teniendo en cuenta las proporciones relativas de tres constituyentes básicos, definidos como granos aloquímicos (con >10% granos), matriz micrítica (con <10% de granos) y cemento

esparítico (ortoquímicos). El término micrita hace referencia al sedimento de carbonato de grano muy fino, hay dos tipos de micrita, se encuentra la micrita de fondo marino que se deposita en el interfaz sedimento – agua y la micrita interna la cual se acumula dentro de cavidades y poros intergranulares (Boggs, 2009).

Por otra parte, para que la interpretación sea congruente se aplica la clasificación propuesta por Dunham, descrita en (Boggs, 2009). Esta teoría adoptó un enfoque diferente para la clasificación y optó por centrarse en las texturas deposicionales en lugar de la identificación de los tipos de granos constituyentes de la muestra. Este enfoque distingue dos aspectos texturales de rocas carbonatadas, siendo la primera la que presenta textura deposicional reconocible y la segunda la que presenta textura cristalina (Boggs, 2009).

7.6.2 Minerales densos

Los minerales densos permiten inferir el carácter y naturaleza de las áreas fuentes y ayudan a identificar la evolución tectónica partiendo de los episodios de exhumación de cinturones orogénicos (Mange y Maurer, 1992). Dichos procesos son reflejados en los sedimentos acumulados en las formaciones de interés, en este caso de la Formación Mesa y el Conjunto de areniscas de grano grueso Ti1 y Ti2.

A partir del conteo de granos realizado a cada una de las muestras se plotearon los datos en gráficos de distribución porcentual, con el fin de identificar las posibles áreas de aporte, además se halló el índice (ZTR) circón, turmalina y rutilo, este índice permite medir la madurez mineralógica de los conjuntos de minerales pesados en areniscas y es considerado como un porcentaje de la combinación de granos (Hubert, 1962).

8. Marco estratigráfico

8.1 Unidades del Cretácico

8.1.1 Formación Puerto Romero (Albiano Inferior)

Consiste de capas de calizas bioesparítica, arenosa de grano medio a grueso, estratificada en capas gruesas a muy gruesas con intercalaciones de arcillolitas. Infrayece en contacto neto y concordante al Grupo Guaguaqui (Figura 5). Está cortada al norte por la falla de Cambrás (Rodríguez y Ulloa, 1994).

8.1.2 Grupo Guaguaqui (Albiano Medio – Coniaciano Inferior)

Consiste en una sucesión de capas de lutitas negras, con numerosas concreciones calcáreas y limolitas calcáreas. Contiene abundante presencia de foraminíferos, estratificada en capas delgadas a medias (Figura 5). Presenta sucesiones de calizas arenosas en capas gruesas (Rodríguez y Ulloa, 1994).

8.1.3 Grupo Olini

Consta de dos niveles silíceos con una intercalación de lutitas que los separan (Figura 5) (De porta, 1974).

Lidita Inferior (Coniaciense). Sucesión de capas de chert con lutitas, es considerada la base del Grupo Olini. Tiene presencia de fauna foraminíferos, son abundantes las escamas de peces. (De porta, 1965).

Nivel de lutitas (Santoniense). Esta intercalado entre la Lidita Inferior y la Lidita Superior (De porta, 1965).

Lidita Superior (Campaniense). Representa el techo del Grupo Olini. El límite inferior es un nivel de lutitas y es neto, está representado por la aparición de capas de chert que alternan con lutitas y shales. Tiene fauna de foraminíferos, son frecuentes escamas de peces en capas de lutitas (De porta, 1965).

8.1.4 Formación Córdoba (Campaniano-Maastrichtiano)

Es una sucesión de limolitas calcáreas con intercalaciones de caliza arenosa y arenisca calcárea. El límite inferior con el Grupo Olini es concordante-neto (Figura 5) y se puede observar en la carretera Otanche Puerto Romero en el sector de la Vereda Buenos Aires (Quintero et al., 2008).

8.2 Unidades del Paleógeno al este de la Falla de Cambrás

8.2.1 Conjunto Ti1 (Paleoceno)

Consiste en una sucesión de conglomerados, compuestos por cantos de cuarzo, fragmentos de cuarcita y chert, unidos por cemento ferruginoso y silíceo. Se encuentra estratificado en capas medias a muy gruesas y presenta intercalaciones de areniscas cuarzosas. Posee contacto neto con la Formación Córdoba (Figura 5) (Rodríguez y Ulloa, 1994).

8.2.2 Conjunto Ti2 (Eoceno Tardío – Oligoceno)

Consta de lutitas grises con tonalidades rojizas por alteración, con intercalaciones de areniscas compuestas principalmente de cuarzo, feldespatos y fragmentos de cuarcita, esquistos, chert y arcillolitas, predominando los fragmentos de roca sedimentaria (Figura 5). El material cementante es óxido de hierro y contiene escasa matriz. El conjunto Ti1 y Ti2 son equivalentes con el Grupo Chorro (Figura 5) (Rodríguez y Ulloa, 1994).

8.2.3 Conjunto Ti3 (Eoceno Tardío – Oligoceno)

Consiste principalmente de arcillolitas abigarradas, estratificadas en capas muy gruesas (Figura 5). Este conjunto correspondería a la parte inferior del Grupo Chuspas (Rodríguez y Ulloa, 1994).

8.3 Unidades del Paleógeno al oeste de la Falla de Cambrás.

8.3.1 San Juan de Río Seco

Se divide de base a techo en tres miembros y la sección tipo se realiza en la carretera Cambao – San Juan de Río Seco

Miembro Armadillos (Eoceno Medio-Tardío). Consta de una sucesión de areniscas con lutitas rojas y a veces presenta bancos de conglomerados y gravas arenosas. El límite superior está determinado por aparición de lutitas rojas que representa el Miembro Almácigos (De porta, 1965).

Miembro Almácigos (Eoceno Tardío-Oligoceno Medio). Limita en su base con el Miembro Armadillos y empieza con un nivel de lutitas rojas. Se distinguen tres niveles, en la base predominan las lutitas rojas con intercalaciones de areniscas, en la parte media del Miembro se encuentran areniscas compactas y en la parte superior aparece de nuevo un mayor predominio de lutitas sobre areniscas; el límite con el Miembro la Cruz es gradual (De porta, 1965).

Miembro la Cruz (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano). Se diferencian dos partes, la inferior consta de alternancia de arenas con bancos de lutitas y a medida que asciende la sucesión aumenta progresivamente el espesor de lutitas. En la parte superior se encuentra un predominio neto de areniscas y gravas arenosas (De porta, 1965).

8.3.2 Formación la Cira (Oligoceno Tardío)

Consiste en una sucesión de capas de arcillolitas verdosas, que por meteorización dan tonalidades violetas, con delgadas intercalaciones de areniscas cuarzosas de

grano fino a medio. El contacto superior con el Grupo Honda es concordante (De porta, 1965).

8.3.3 Grupo Honda (Mioceno)

Comprende desde la base al techo las unidades Cambrás, San Antonio con cuatro miembros siendo estos Flor Colorada, Los Cocos y la Ceibita y la unidad los Limones.

Formación Cambrás. Consta de arcillolitas grises con intercalaciones de areniscas de cuarzo de grano medio.

Formación San Antonio. Consta de capas conglomeráticas compuesta de cuarzo, feldespato y fragmentos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias con arcillolitas rojas.

Formación Los Limones. Consta de alternancia de arenisca y areniscas de cuarzo de grano medio (De porta, 1965).

8.3.4 Formación Mesa (Mioceno Medio - Plioceno)

Se compone de una alternancia de gravas de rocas metamórficas, cuarzo y principalmente rocas de tipo volcánico como dacitas y andesitas, en algunos niveles existe piedra pómez (Figura 5). También son frecuentes los bancos de arenas tobáceas y pequeñas capas de lutitas blancas. La Formación Mesa en Mariquita puede dividirse en tres miembros (De porta, 1965).

En la (Figura 5) se observa la secuencia estratigráfica en donde es evidente la presencia del Grupo Olini, Conjunto Ti1, Ti2 y Formación Mesa. Los espesores y el orden estratigráfico de las unidades fueron tomados de (De porta, 1974; Rodríguez y Ulloa, 1994), ya que no fue posible el levantamiento estratigráfico en el área de estudio.

Columna estratigráfica generalizada de las unidades del área de estudio																	
Grupo	Formación	Conjunto	Edad	Escala (m)	Litología	LIMESTONES						Estructuras / Fósiles	Notas	Muestras			
						mud	wacke	pack	grain	nud & bound	MUD				SAND	GRAVEL	
						clay	silt	vf	m	vc	gran	pebb	cobb	boul			
	Mesa		Mioceno Superior	300											Alternancia de gravas de rocas metamórficas y predominantemente rocas volcánicas con bancos de arenas tobáceas	ADA 03	
Honda	Los Limones		Mioceno	800											Alternancia de areniscas y areniscas de cuarzo de grano medio		
	San Antonio		Mioceno	1500											Sucesión de capas de conglomerados compuestos de cuarzo, feldespato y fragmentos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias con arcillolitas rojas		
	Cambrás		Mioceno	800											Arcillolitas grises con intercalaciones de areniscas de cuarzo de grano medio		
	La Cira		Oligoceno Superior	300											Arcillolitas verdosas con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio. Presenta gasterópodos		
		TI 3	Eoceno superior - Oligoceno	500											Arcillolitas abigarradas, estratificadas en capas muy gruesas		
		TI 2	Eoceno Superior - Oligoceno	2000											Lutitas grises con intercalaciones de areniscas cuarzo - feldespáticas de grano grueso	ADA 06 ADA 05 ADA 04	
		TI 1	Paleoceno	200											Conglomerados compuestos de cuarzo, fragmentos de cuarcita y chert, cemento silíceo y ferruginoso	ADA 01	
	Córdoba		Campaniano-Maastrichtiano	700											Sucesión de capas de limolitas calcáreas, grises a oscuras con intercalaciones de calizas arenosas en capas muy gruesas y lutitas negras. Presenta huellas de amonitas y nodulos		
Olini	Lidita Superior		Campaniense	300											Limolitas silíceas	ADA 02	
	Nivel de Lutitas		Santoniense														Lutitas con intercalaciones de areniscas
	Lidita Inferior		Coniaciense														
Guaguaquí			Albiano Medio-Coniaciano Inferior	800 - 1000											Lutitas negras con numerosas concreciones calcáreas y limolitas calcáreas, a veces silíceas e intercalaciones de estratos de calizas arenosas. Presenta foraminíferos		
	Puerto Romero		Albiano Inferior	200											Sucesión de capas de calizas arenosas de grano medio a grueso con intercalaciones de arcillolitas negras, laminadas		

Figura 5. Tabla estratigráfica generalizada de la zona de estudio.

ÁREA DE ESTUDIO - PLANCHA 169 PUERTO BOYACÁ

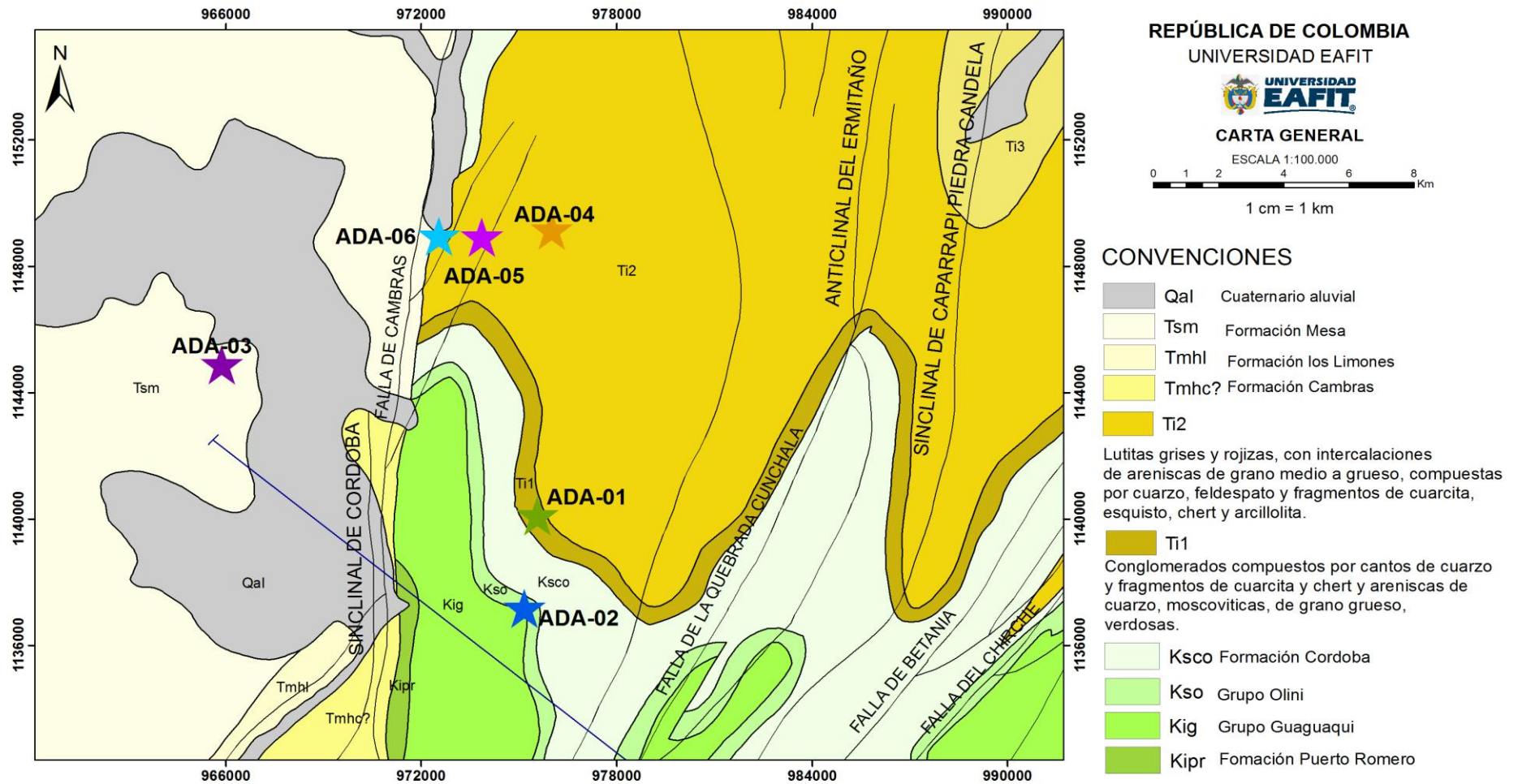


Figura 6. Mapa geológico del área de estudio.

9. Geología estructural

El área de estudio se caracteriza por presentar estructuras de cabalgamiento con vergencia al occidente, y algunas estructuras menores con vergencia opuesta llamados backthrust; con orientación principal N10-30E. La zona está altamente influenciada por las siguientes estructuras de deformación (Figura 6) (Quintero et al., 2008).

9.1 Falla de Betania

Es una falla de cabalgamiento con vergencia al occidente que pone en contacto la Formación Córdoba y el Grupo Olini sobre las Formaciones Córdoba y Seca y el Grupo Olini en el sur (Figura 6). Esta falla se encuentra truncada al sur por la Falla del Chirche – La Cobre (Quintero et al., 2008).

9.2 Falla de Cambrás

Es una falla cabalgamiento con vergencia al occidente que pone en contacto rocas de edad Cretácica sobre rocas de edad Paleógena-Neógena principalmente (Figura 6). El bloque cabalgante de esta falla presenta una alta complejidad estructural con múltiples escamas y plegamientos en rocas Cretácicas (Quintero et al., 2008).

9.3 Falla Cunchala

Es una falla de cabalgamiento con vergencia al occidente, con dirección aproximada N30E, que presenta un anticlinal fallado formado por propagación de la misma falla, lo cual es evidente donde se presentan sinclinales en los dos bloques. El salto estratigráfico es relativamente pequeño limitándose a una o dos formaciones de diferencia, poniendo en contacto rocas de la Formaciones Hiló, Otanche, Frontera y el Grupo Olini sobre rocas de estas mismas formaciones, además de la Formación Córdoba en el sur (Figura 6) (Quintero et al., 2008).

9.4 Falla la Salina

Es una falla con vergencia al occidente, que en algunos sectores parece presentar una inclinación alta (Alto de Cañas y Minasal) lo cual puede ser indicador de un cierto carácter transcurrente dextral, además de algunos pliegues oblicuos a la falla (Figura 6) (Quintero et al., 2008).

9.5 Sinclinal de Llano Mateo

Esta estructura se extiende desde cercanías del caserío de Llano Mateo hasta la loma de Los Micos. Es un sinclinal abierto a cerrado, cuya superficie axial se inclina hacia el oriente (Figura 6), su dirección es N15-30E con un trazo sinuoso, subhorizontal. En su núcleo se encuentran rocas de la Formación La Frontera (Quintero et al., 2008).

10. Marco geológico

El VMM resulta de la fragmentación de la previa cuenca de antepais (foreland basin) asociada a la Cordillera Central, mientras que la Cordillera Oriental se asocia al levantamiento por inversión tectónica, donde cuya fase principal de levantamiento ocurrió después del Mioceno Medio (Caballero et al., 2010).

Desde el Jurásico se da un magmatismo de arco continental, el cual abarca la mayor parte del Jurásico y el cual se evidencia a lo largo de la Cordillera Central. Del mismo modo se tiene el pulso más joven del arco magmático en los límites del Jurásico-Cretácico (145 Ma) (Sarmiento-Rojas, 2001).

Durante el Cretácico Temprano, una rápida subsidencia asociada al rifting condujo a la acumulación de secuencias de rocas sedimentarias marinas, principalmente lodolitas, calizas y arenitas. Posteriormente, la subsidencia post-rift facilitó la acumulación de calizas en el Cretácico Temprano (Caballero et al., 2010; Clavijo et al., 2016; Gomez et al., 2003; Lamus et al., 2013).

Durante el Albiano-Cenomaniano comienza el desarrollo de la Cordillera Central. (Clavijo et al., 2008). En el Cretácico Tardío se genera un choque de la corteza oceánica con el continente en el occidente colombiano, generando esfuerzos compresionales que aportan al levantamiento de la Cordillera Central y a finales del cretácico, durante el Maastrichtiano ocurre un basculamiento al oriente de la Cordillera Central con denudación de rocas intrusivas Cretácicas (Batolito Antioqueño) e inicio en la reactivación de fallas a lo largo del flanco oeste de la Cordillera Oriental entre 70-49 Ma (Lamus et al., 2013; Lozano y Samora, 2014).

La subducción continúa en el Paleoceno, donde se evidencia plutones granitoides sobre el Batolito Antioqueño. La fase tectónica compresiva continúa en la actualidad. Según Mojica y Franco (1990) la depresión misma del VMM habría comenzado a ocurrir a finales del Cretácico, y hasta el Mioceno habría tomado su forma actual (Mojica y Franco, 1990; Sarmiento-Rojas, 2001).

En el Oligoceno, la convergencia ortogonal se reanuda, como lo indica la reactivación del sistema de Fallas de Bituima y el reinicio de actividad magmática al occidente de Colombia (Lamus et al., 2013).

Durante el Mioceno, se completa la inversión de las cuencas extensionales Jurásicas y Cretácicas, como resultado de la deformación y levantamiento generalizado producido por la Orogenia Andina (Clavijo et al., 2008).

Durante el Mioceno Medio a Tardío, irrumpe una fase de compresión mayor y los sedimentos hasta entonces depositados son plegados y fallados. Las paleofallas normales formadas en la fase distensiva, son reactivadas como fallas inversas durante el Mioceno y Plioceno, puesto que representaban planos de debilidad preferenciales a lo largo de los cuales la Cordillera Oriental pudo cabalgar hacia el occidente (Mojica y Franco, 1990).

11. Resultados

11.1 Análisis Petrográfico

El análisis petrográfico de areniscas se llevó a cabo mediante el seguimiento de la metodología propuesta por (Garzanti et al., 2012; Dickinson, 1985; Folk, 1980;) en donde se analizaron cinco secciones delgadas siendo estas ADA-01, ADA-03, ADA-04, ADA-05 y ADA-06. En cada sección se realizó el conteo modal entre 300 a 600 puntos para que la técnica tuviera menor proporción de error; estas muestras se analizaron con el fin de establecer la diferencia composicional de la fracción arenosa del Conjunto Ti1, Ti2 y Formación Mesa (Tabla 5).

Tabla 4. Resultados del análisis petrográfico según el diagrama de QtFLt (Folk, 1980).

Muestras	Formación	Edad	Armazón			Clasificación composicional
			Qt	F	Lt	
ADA-01	Conj. Ti1	Paleoceno	80.69	14.37	4.92	Subarcosa
ADA-04	Conj. Ti2	Eoceno Tardío – Oligoceno	79.80	18.67	2.15	Subarcosa
ADA-05	Conj. Ti2	Eoceno Tardío – Oligoceno	59.53	36.29	4.17	Arcosa
ADA-06	Conj. Ti2	Eoceno Tardío – Oligoceno	71.02	23.46	5.51	Arcosa
ADA-03	Fm. Mesa	Mioceno Medio – Plioceno	16.83	53.79	29.37	Arcosa lítica

Petrográficamente, las muestras analizadas se clasificaron en tres petrofacies (Figura 7), correspondientes a subarcosa, arcosa y arcosa lítica (Folk, 1980).

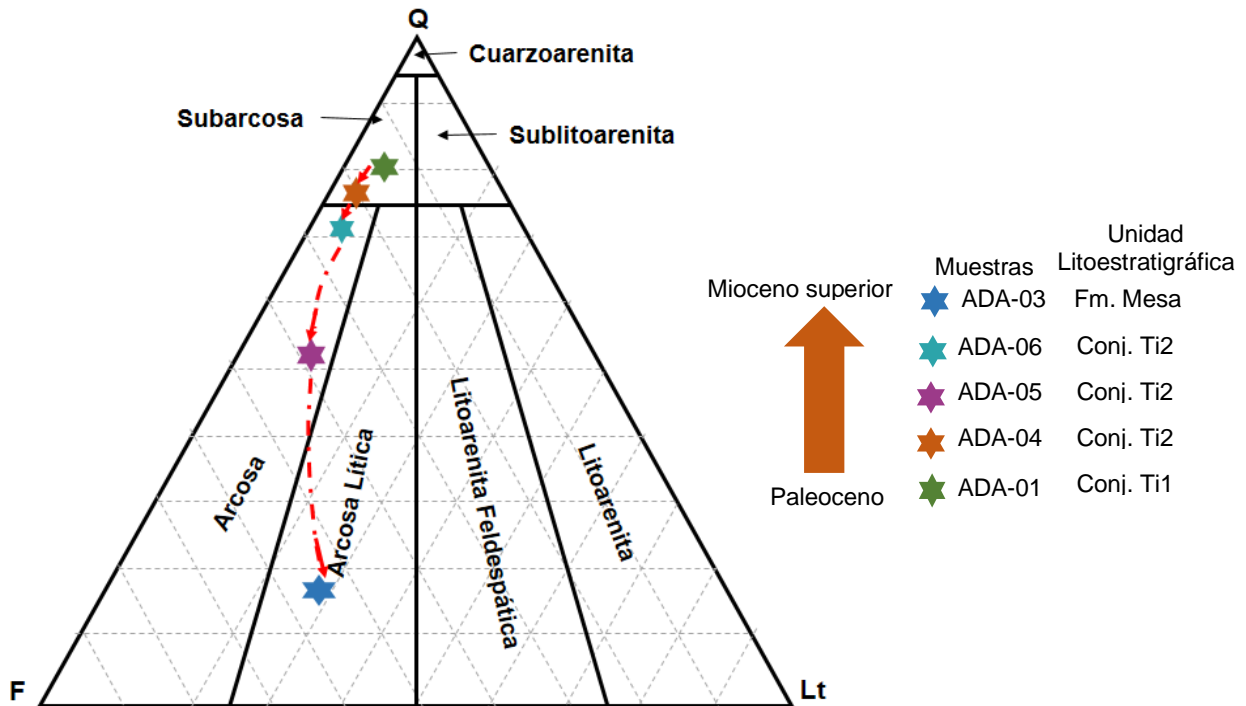
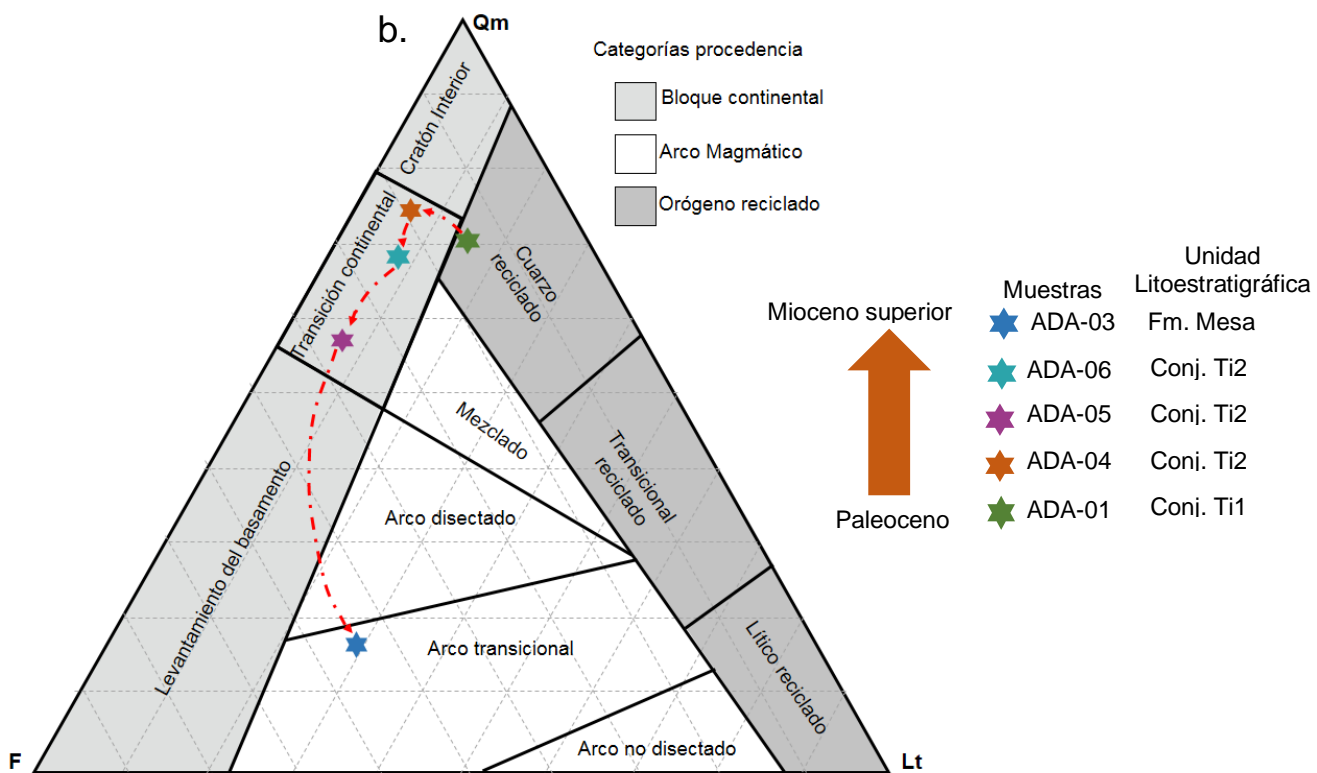
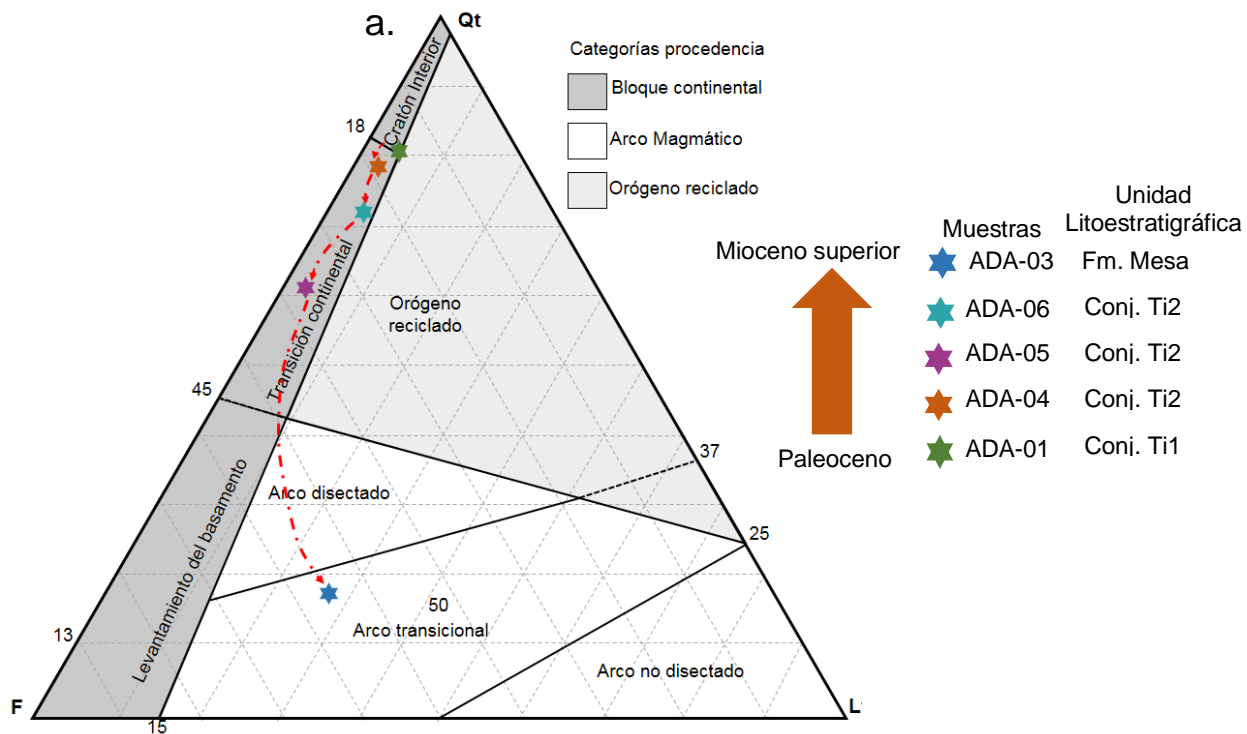


Figura 7. Clasificación de las muestras en el diagrama ternario Q: Cuarzo, F: Feldespato, Lt: Líticos totales (Folk, 1980).

Con los datos obtenidos en el cálculo modal se ubican las muestras en los diagramas ternarios de (Dickinson, 1985; Garzanti et al., 2006). Según estos diagramas, las muestras ADA-01, ADA-04, ADA-05 y ADA-06 tienen una procedencia de bloque continental, en donde se aprecia que se encuentran en el límite entre transición continental y en cratón interior; siendo la muestra ADA-01 la que presenta a su vez mayor cercanía al límite de orógeno reciclado (Figura 8 a). Para el segundo diagrama (Figura 8 b) se obtiene una procedencia similar al anterior gráfico, diferenciado al utilizar únicamente el cuarzo monocristalino como eje.

Para las muestras ADA-01, ADA-04, ADA-05 y ADA-06 se utiliza también el diagrama propuesto por (Garzanti et al., 2012) de proveniencia de bloque continental (Figura 8 e), pues es este el que representa el origen asociado a las muestras. En este se obtiene que la muestra ADA-01 se encuentra en el campo de cuarzo reciclado, perteneciente al orógeno reciclado. Para las muestras ADA-04, ADA-05 y ADA-06 no se muestra alguna región sobre el diagrama de (Garzanti et al., 2006). Para la muestra ADA-03 (Figura 8 f) se usa el diagrama de arco magmático.



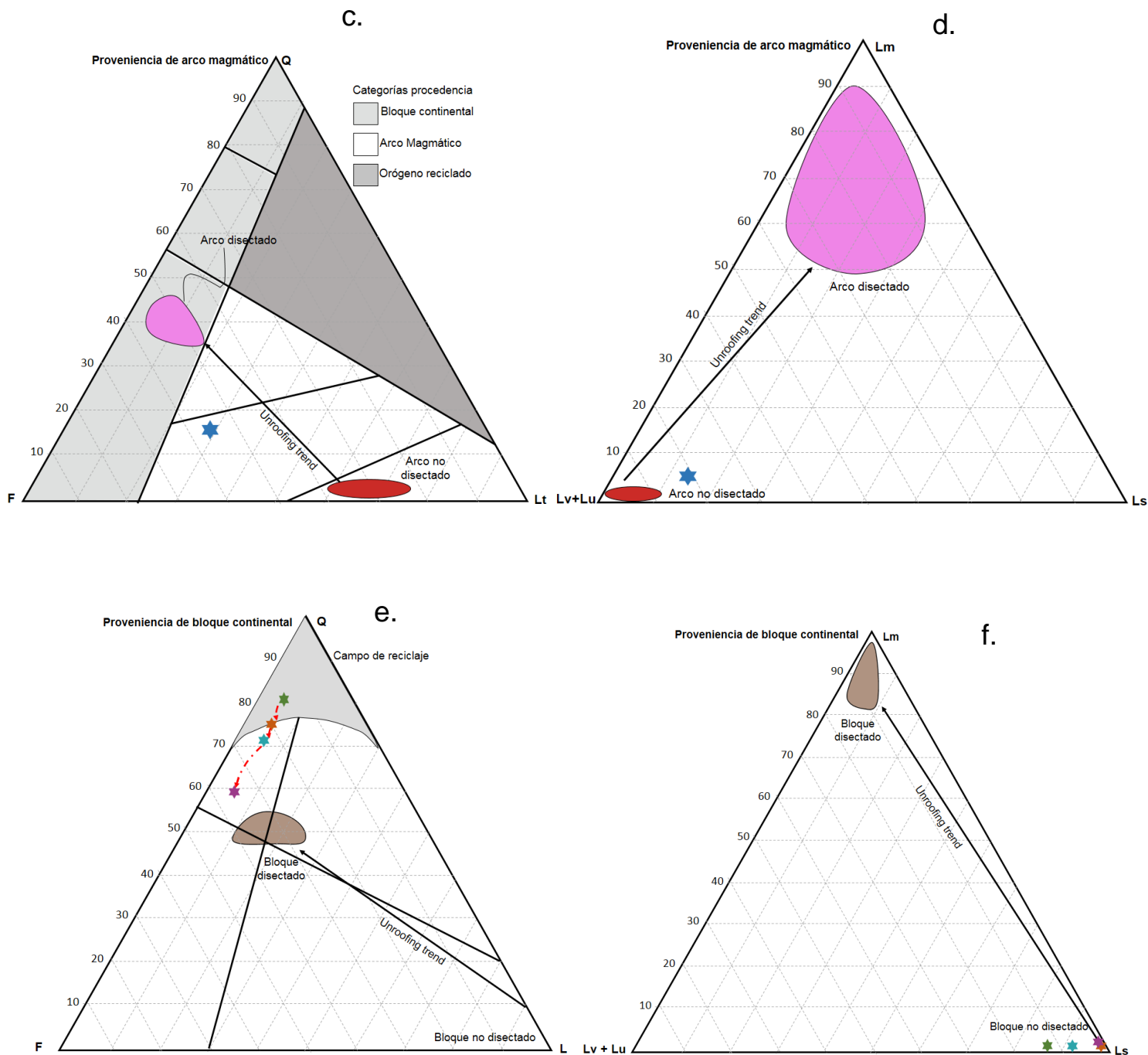


Figura 8. Diagramas ternarios de procedencia (a.) Diagrama ternario de Qt: Cuarzo total, F: Feldespato y Lt: Líticos, (b.) Diagrama ternario de Qm: Cuarzo monocristalino, F: Feldespato, Lt: Líticos totales (Dickinson, 1985) (c.) Diagrama ternario de proveniencia de arco magmático Q: Cuarzo, F: Feldespato, Lt: Líticos totales, (d.) Diagrama ternario de proveniencia de arco magmático Lm: Líticos metamórficos, Lv+Lu: Líticos volcánicos más líticos ultramáficos, Ls: Líticos sedimentarios, (e.) Diagrama ternario de proveniencia de bloque continental Q: Cuarzo, F: Feldespato, Líticos totales (f.) Diagrama ternario de bloque continental Lm. Líticos metamórficos, Lv+Lu: líticos volcánicos más líticos ultramáficos, Ls: Líticos sedimentarios. (Garzanti et al., 2006).

11.1.1 Formación Olini (Cretácico Tardío)

A la muestra ADA-02 se le aplicó la metodología propuesta por Folk, ya que dicha roca pertenece al Grupo Olini y tiene presencia de material calcáreo y fósiles (Figura 10 g y 11 l). Para ello, se procedió a realizar el análisis petrográfico, lo que conllevó a su clasificación en tres categorías básicas, definidos como granos alquímicos (con >10% granos), matriz micrítica (con <10% de granos) y cemento esparítico (ortoquímicos) (Folk, 1980). Por tal razón se clasifica en Biomicrita (Tabla 6), ya que tiene presencia de bioclastos y matriz micrítica.

A su vez, se realizó la clasificación por medio de la metodología propuesta por Dunhan, quien propone una clasificación partiendo de las texturas deposicionales (Bogg, 2009). En dicho caso, la muestra presenta menos del 10% de granos (bioclastos) lo que la sitúa en una mudstone (Tabla 7).

Para conocer los ambientes deposicionales de las calizas se tiene en cuenta la teoría propuesta por Wilson, en donde los ambientes deposicionales comprenden diferentes entornos de plataforma; entre ellos, plataforma somera, rampas, plataformas aisladas, plataformas abiertas y plataforma continental. Estos modelos que son basados en información del presente ayudan a conocer la configuración pasada de acumulación, la cual se cree que es similar a la de hoy (Boggs, 2009).

La definición de ambientes deposicionales de los carbonatados se realiza teniendo en cuenta diferentes microfacies. Aunado a lo anterior la muestra ADA-02 tiene una microfacie número (3) llamada Mudstone o Wackestone pelágica, dicha categoría está compuesta de matriz micrítica con grano fino de arena o limo con presencia de microfósiles pelágicos (radiolarios) (Boggs, 2009). Partiendo del resultado de la microfacie se ubica la muestra en el modelo que describe Wilson. En dicho caso, se estima que la acumulación de ADA-02 se dio en un ambiente de *toe of slope* (Figura 9) (Boggs, 2009).

Tabla 5. Clasificación de la muestra ADA-02 con la metodología planteada por (Folk, 1980).



 ADA - 02 Biomicrita		Limestones, partly dolomitized limestone					Replacement dolomites									
		>10% allochems Allochemical rocks		<10% allochems Microcrystalline rocks												
		Sparry calcite cement > microcrystalline ooze matrix	Microcrystalline ooze matrix > sparry calcite cement	1% - 10% Allochems	<1% Allochems	Undisturbed bioherm rocks	Allochem ghosts	No allochem ghosts								
Volumetric allochem composition	>25% Intraclast		Intrasparrudite Intrasparite	Intramicrocrudite Intramicrocrite	Most abundant allochem	Intraclasts: Intraclast – bearing micrite	Ooids: Ooid – bearing micrite	Fossils: Fossiliferous micrite	Pellets: Pelletiferous micrite	Micrite; if disturbed, dismicrite; if primary, dolomite, dolomicrite	Evident allochem	Biolithite	Finely crystalline intraclastic dolomite, etc	Medium crystalline dolomite		
	>25% Ooids		Oosparrudite Oosparite	Oomicrudite Oomicrite									Coarsely crystalline oolitic	Finely crystalline dolomite		
	<25% Intraclast	<25% Ooids	Volume ratio of Fossils to pellets	>3; 1									Biosparrudite Biosparite	Biomicrudite Biomicrite 	Aphanocrystalline biogenic dolomite, etc	
				3; 1 – 1; 3									Biopelsparite	Biopelmicrite		
<1: 3				Pelsparite	Pelmicrite	Very finely crystalline pellet dolomite, etc.										

Tabla 6. Clasificación de carbonatos planteada por Dunhan, tomada y modificada de (Boggs, 2009).

Depositional texture recognizable				Original components were bound together during deposition.. as shown by intergrown skeletal matter, lamination contrary to gravity, or sediments floored cavities are roofed over by organic or questionably organic matter and are too large to be interstices BOUNDSTONE	DEPOSITIONAL TEXTURE NOT RECOGNIZABLE Crystalline carbonate (Subdivide according to classifications designed to bear on physical texture or diagenesis)
Original components not bound during deposition					
Contains mud (Particles of clay and fine silt size)		Grain – supported	Lacks mud is grain – supported		
Mud - supported					
Less than 10% grains	More than 10% grains				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKESTONE	GRAINSTONE		
★					

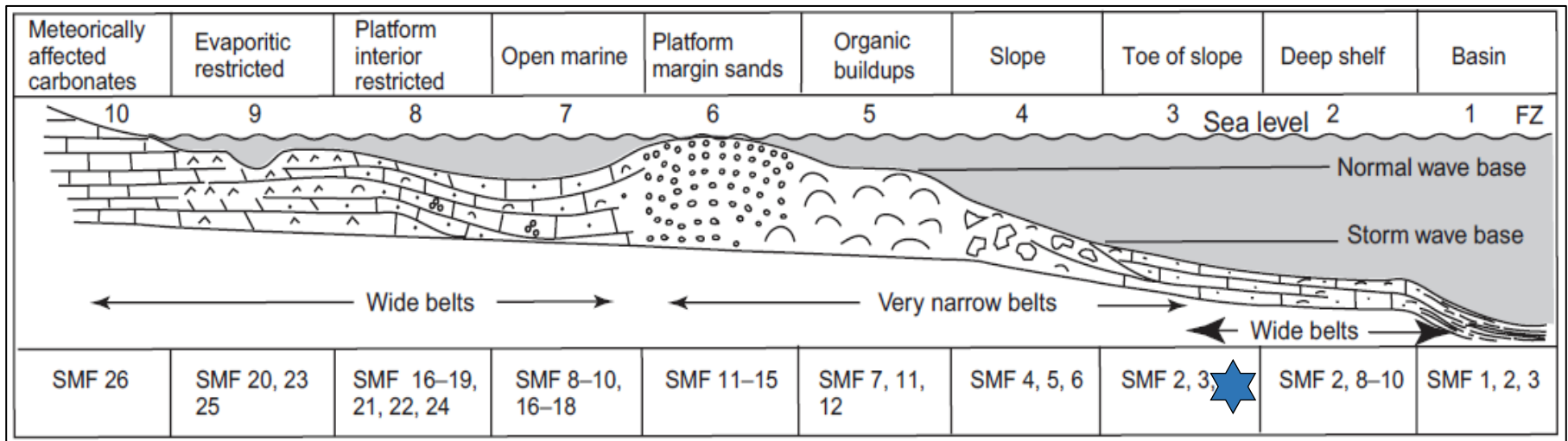


Figura 9. Ambiente y microfacie de la muestra ADA-02, planteada por Duhman. Tomada (Boggs, 2009).

11.1.2 Conjunto Ti1 (Paleoceno)

La muestra ADA-01 representa el Conjunto Ti1, el cual es equivalente al Grupo Chorro. Presenta granos redondeados a subredondeados, el porcentaje de matriz es bajo alrededor de un (7%) lo cual es determinante para clasificarla como granosoportada (Figura 10 b).

En términos composicionales (Tabla 5), el componente en mayor proporción es el cuarzo (80.69%), seguido de feldespato (14.37) y en menor proporción fragmentos líticos (4.92). Entre los minerales accesorios son sobresalientes las micas como moscovita y biotita (Figuran 11 a, b). También es común la presencia de minerales propios de alteración como la sericita, clorita y la epidota.

Partiendo de la clasificación planteada por (Folk, 1980) la muestra perteneciente al Conjunto Ti1 (ADA-01) se clasifica como subarcosa (Figura 7). Los diagramas de proveniencia de (Dickinson, 1985) y (Garzanti et al., 2006) señalan un ambiente de orógeno reciclado (Figura 8).

11.1.3 Conjunto Ti2 (Eoceno Tardío – Oligoceno)

Las muestras ADA-04, ADA-05 y ADA-06 presentan escasa matriz y el material cementante es óxido de hierro, los granos son angulares a subredondeados (Figura 10 d, e, f).

La composición de las muestras está dominada por la presencia de cuarzo con un 70% en promedio, seguido de feldespato con un 25% y fragmentos líticos predominantemente líticos sedimentarios (Tabla 5). Las petrofacies arrojadas por medio de los diagramas de QFLt (Folk, 1980) para la muestra ADA-04 es subarcosa y para ADA-05, ADA-06 es arcosa (Figura 7)

Los diagramas de (Dickinson, 1985) señalan proveniencia de bloque continental para las tres muestras y en el diagrama de (Garzanti et al., 2006) se evidencia que las muestras pasan de un campo de bloque no disectado a bloque disectado con cercanía al campo de reciclaje (Figura 8).

11.1.4 Formación Mesa (Mioceno Medio - Plioceno)

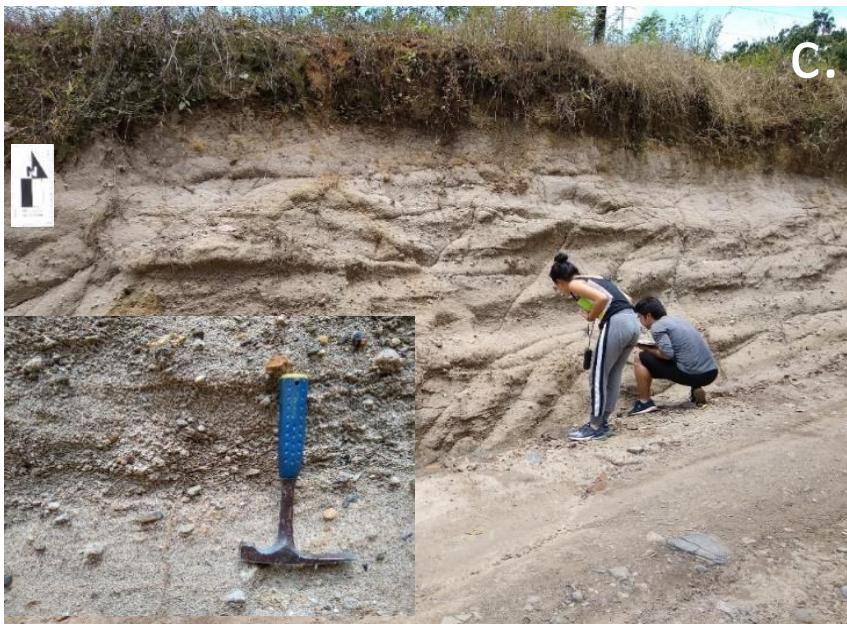
La muestra perteneciente a la Formación Mesa (ADA-03), presenta granos redondeados y el porcentaje de matriz es de aproximadamente (10%) (Figura 10 c). En cuanto a la composición predomina el feldespato con (53.79%) y es común hallar gran proporción de hornblendas euhedrales (Tabla 5).

El contenido de fragmentos líticos en la Formación Mesa es bastante considerable, ya que en su mayoría está constituido por fragmentos volcánicos en un (23.10%) con presencia de texturas porfiríticas, en el cual se observan algunos cristales

embebidos en matriz microcristalina, en menor proporción se hallan los líticos sedimentarios con un (4.29%) en donde se observan que son rocas de grano muy fino, seguido por ultima instancia de líticos metamórficos con un (1.98%) para finalmente tener un total de (29.37%) en fragmentos (Figura 11 k).

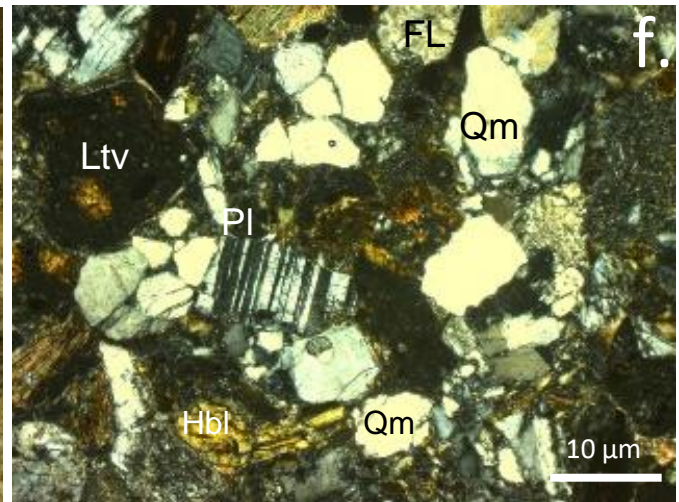
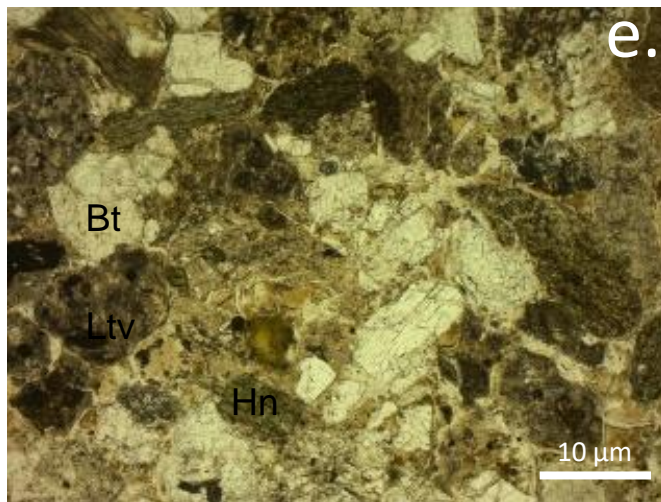
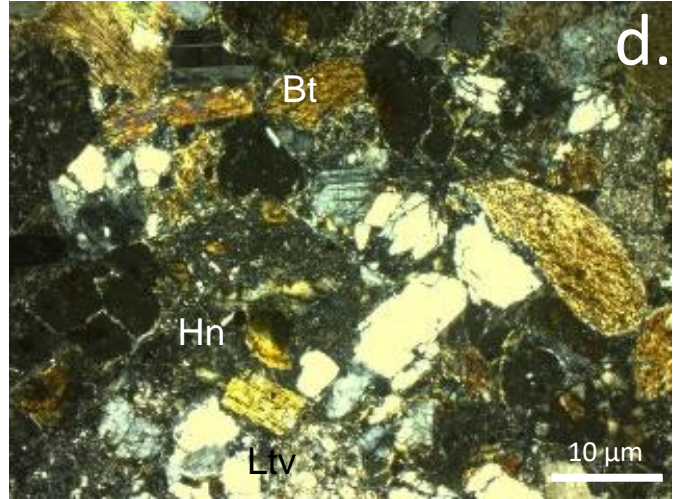
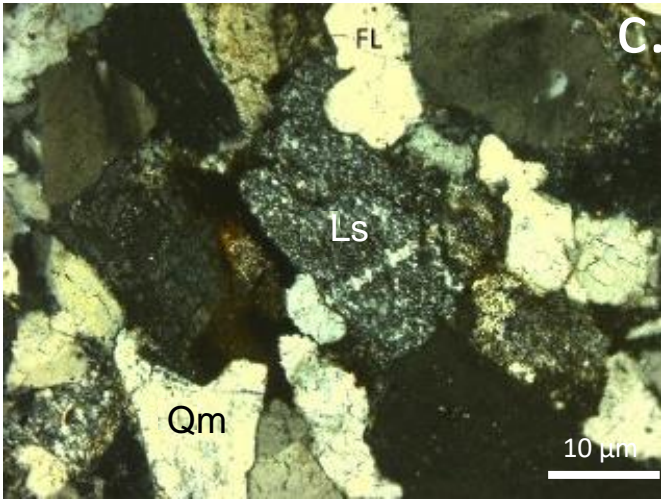
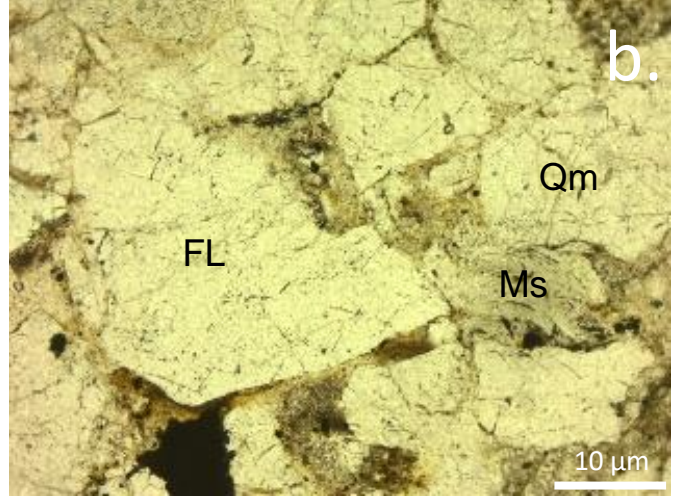
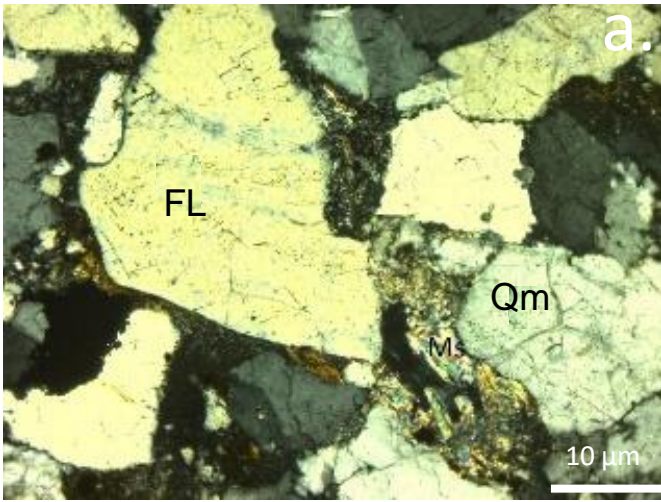
Dicha muestra es clasificada como arcosa lítica (Folk, 1980), información congruente por el alto contenido de feldespato y material lítico volcánico, seguido de fragmentos sedimentarios y metamórficos que se evidenció en el conteo modal de la sección delgada (Figura 7). El tamaño de grano persistente en casi todas las unidades es de arena fina a excepción de la muestra ADA-01 que tiene guijarros de mayor tamaño, los granos son angulares a subredondeados.

La clasificación de proveniencia por medio del diagrama de (Dickinson, 1985), presenta un arco magmático, específicamente arco transicional. Por otra parte, es usado el diagrama de proveniencia de arco magmático (Garzanti et al., 2006), en este se observa como la muestra se mueve de un arco no disectado por la baja proporción de líticos metamórficos a un arco disectado en la (Figura 8 a, b, c, d).





g. Figura 10. Fotos de campo (a.) Grupo Olini (ADA-02), (b.) Conjunto Ti1 (ADA-01), posee escasa matriz, granosoportada, granos angulares a subredondeados, (c.) Formación Mesa (ADA-03), tamaño de grano arena fina, posee gran variedad de clastos redondeados a subredondeados especialmente líticos volcánicos, (d.) Conjunto Ti2 (ADA-04), arenisca con tonalidades azules a verdes posiblemente producto de minerales propios de alteración, (e.) Conjunto Ti2 (ADA-05) areniscas con tonalidades rojizas, (f.) Conjunto Ti2 (ADA-06) presenta variaciones en el tamaño de grano, (g.) Marca de Fósil encontrado en la muestra del Grupo Olini.



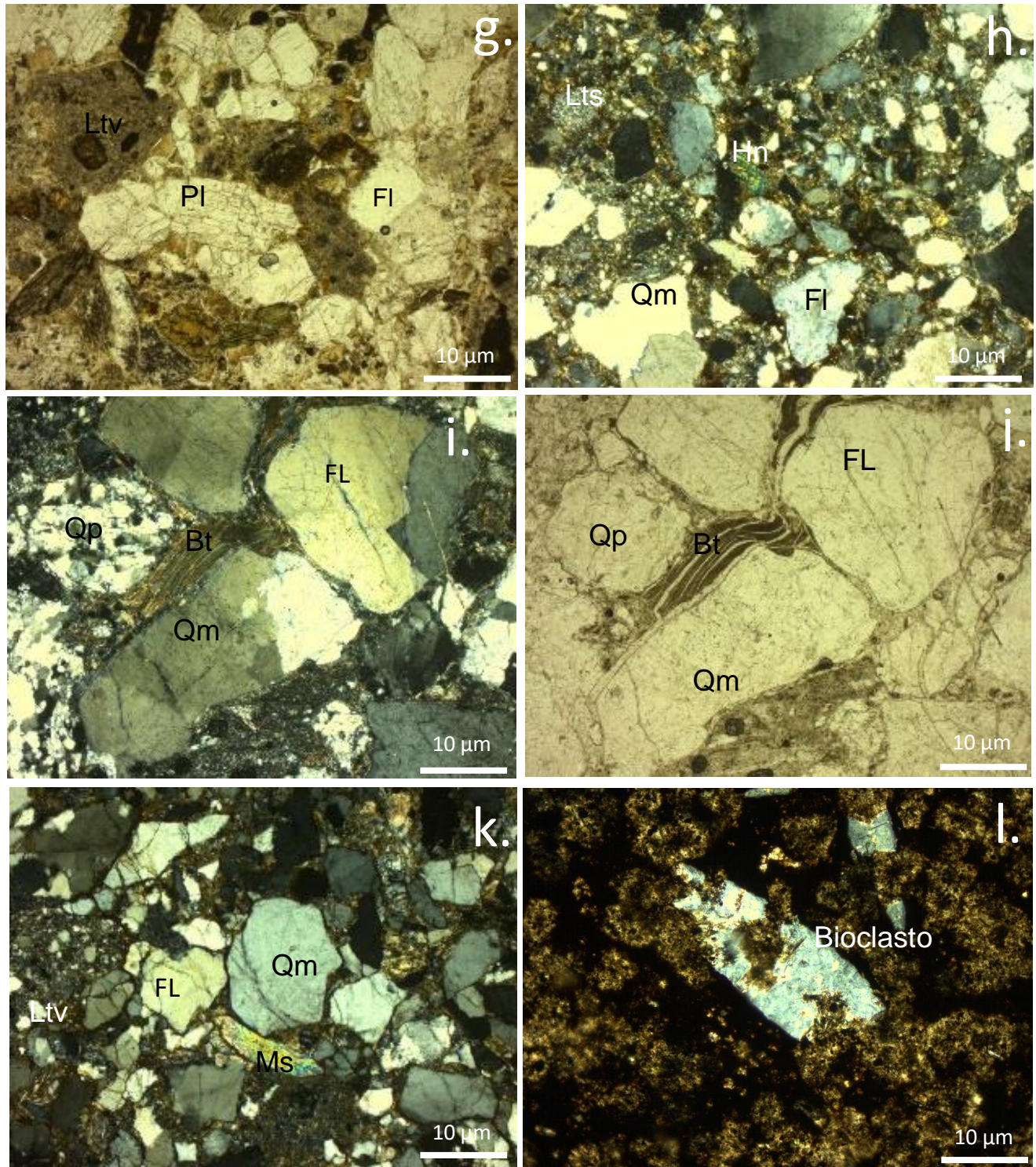


Figura 11. Imágenes de las secciones delgadas del Conjunto Ti1 (ADA-01 (a) cuarzo monocristalino, feldespato y moscovita (b) Qm, Fl y Ms con paralelos (c) lítico sedimentario. Conjunto Ti2 (ADA-04 ADA-05 y ADA-06 (d) biotita, hornblenda, lítico volcánico, (f) Lítico volcánico, plagioclasa, (g) Lítico volcánico, plagioclasa, feldespato, (h) Lítico sedimentario, hornblenda, feldespato, cuarzo monocristalino, (i) Biotita, cuarzo policristalino, (j) Biotita, cuarzo policristalino con paralelos. Formación Mesa (ADA-03) (k) Feldespato, moscovita y cuarzo monocristalino. Grupo Olini (ADA-02) (l) Bioclasto.

11.2 Minerales densos.

Después de realizar el conteo modal de minerales densos, se obtuvieron los porcentajes de minerales traslúcidos (Rutilo, circón, apatito, granate, turmalina, hornblenda, cloritoide, esfena) y opacos para cada muestra (Tabla 8 y 9).

Tabla 7. Resultados de los conteos modales para cada montaje de minerales densos.

Código	Minerales	Porcentaje de minerales densos				
		Paleoceno	Eoceno Tardío – Oligoceno			Mioceno Medio – Plioceno
		ADA-01	ADA-04	ADA-05	ADA-06	ADA-03
Rt	Rutilo	0.63	9.83	2.12	24.86	0.25
Cr	Circón	6.54	40.96	36.76	38.95	1.79
Ap	Apatito	16.35	8.40	23.03	14.50	8.18
Grt	Granate	0.52	0	12.12	4.14	1.79
Horb	Hornblenda	0.10	0	0	0	41.68
Tr	Turmalina	0.73	2.14	5.05	2.48	39.38
Cld	Cloritoide	0	0.17	5.45	1.79	0
Esf	Esfena	0	3.75	1.81	2.76	0
Cia	Cianita	0	0	0	0	0.51
Opa	Opacos	75.10	34.70	3.63	10.49	6.39
Total		100	100	100	100	100

Tabla 8. Porcentaje de minerales traslúcidos y opacos.

Muestra	Edad	Unidad litoestratigráfica	% Minerales traslúcidos	% Minerales opacos	Total
ADA-01	Paleoceno	Conj. Ti1	24.89	75.10	100
ADA-04	Eoceno Tardío – Oligoceno	Conj. Ti2	65.29	34.70	100
ADA-05		Conj. Ti2	96.36	3.63	100
ADA-06		Conj. Ti2	89.50	10.49	100
ADA-03	Mioceno Medio – Plioceno	Fm. Mesa	93.60	6.39	100

Posterior a la obtención de los porcentajes de minerales translúcidos y opacos en la (Tabla 9) se realiza un gráfico de distribución porcentual del contenido de estos minerales, en el cual se observa el comportamiento en cada una de las muestras del Cenozoico (Figura 12).

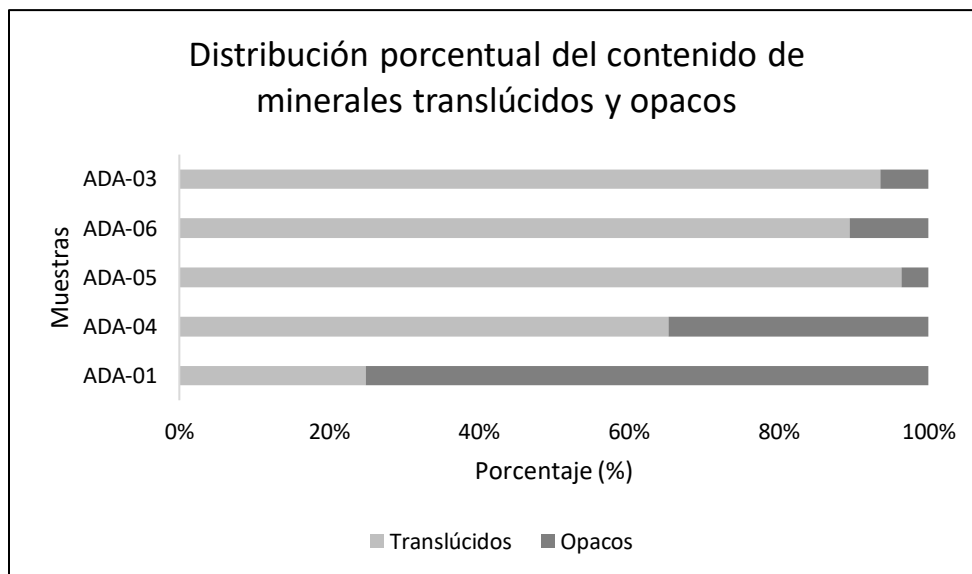


Figura 12. Distribución del contenido porcentual de minerales translúcidos y minerales opacos.

En la secuencia Cenozoica se observa el alto contenido de minerales translúcidos, con predominio del circón, apatito y hornblenda. Los minerales como el granate, esfena y cianita se presentan en menor proporción a lo largo de todas las muestras (Figura 13).

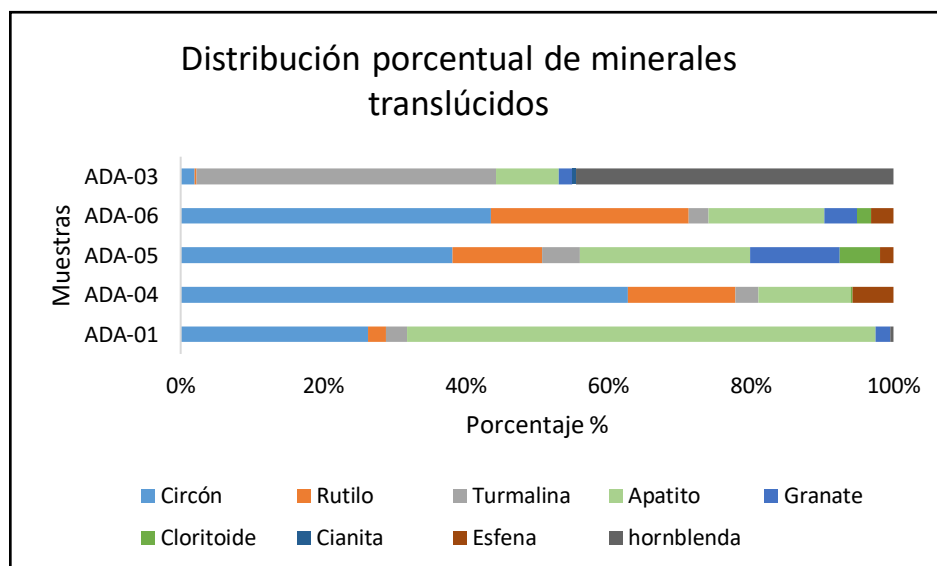


Figura 13. Distribución porcentual de minerales translúcidos, observando cada uno.

En el conteo modal de los minerales densos se identificaron cuatro categorías para los minerales translúcidos según su estabilidad química y física, siendo estas ultraestables, estable, moderadamente estable e inestable (Tabla 10), estas categorías fueron planteadas en un gráfico de distribución porcentual (Figura 14) (Mange y Maurer, 1992).

Tabla 9. Conteo modal de minerales densos en cuanto a las categorías de estabilidad.

Muestra		Unidad litoestratigráfica	Ultraestables			Estables			Moderadamente estables		Inestables
			Circón	Rutilo	Turmalina	Apatito	Granate	Cloritoide	Cianita	Esfena	Hornblenda
ADA-01	Paleoceno	Conj. Ti1	62	6	7	155	5	0	0	0	1
ADA-04	Eoceno	Conj. Ti2	229	55	12	47	0	1	0	21	0
ADA-05	Tardío –	Conj. Ti2	182	60	25	114	60	27	0	9	0
ADA-06	Oligoceno	Conj. Ti2	282	180	18	105	30	13	0	20	0
ADA-03	Mioceno Medio – Plioceno	Fm. Mesa	7	1	154	32	7	0	2	0	163

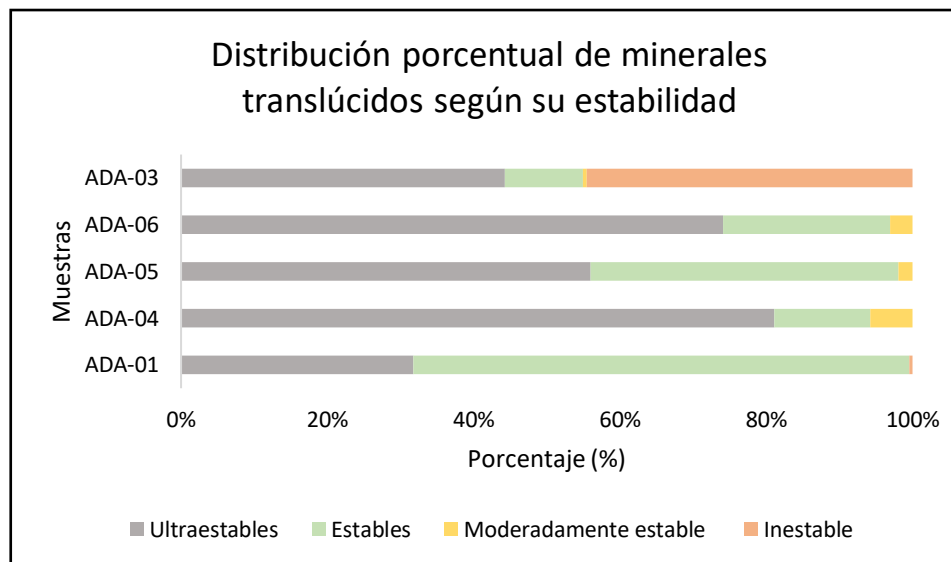


Figura 14. Distribución porcentual de minerales translúcidos según su estabilidad.

El índice ZTR (circón, turmalina y rutilo), indica la madurez mineralógica de los conjuntos de minerales densos. La (Figura 15) representa de manera porcentual el comportamiento de estos minerales en cada una de las muestras trabajadas en este proyecto.

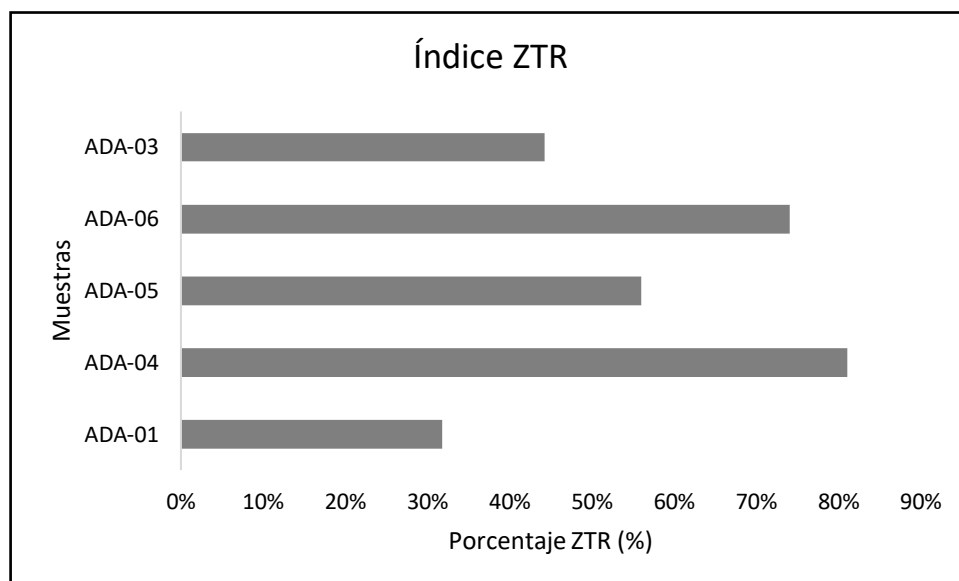


Figura 15. Índice ZTR obtenido para cada muestra.

11.2.1 Conjunto Ti1 (Paleoceno)

La muestra (ADA-01) presentó alto contenido de minerales opacos con un 75.10% del total de granos contados. Cabe aclarar que esta muestra es la única que presenta tan elevado contenido en este constituyente, ya que las demás muestras poseen altos contenidos de minerales translúcidos.

En la (Tabla 8) se puede observar que la composición está dominada por minerales opacos en primera instancia, seguido de apatito con (16.35%) y circón con (6.54%) (Figura 17 a, b). En términos de estabilidad física y química se observa que esta muestra presenta los porcentajes más altos de minerales estables (Figura 14) siendo esta la muestra más antigua de la secuencia, a diferencia de la Formación Mesa en la cual el contenido de dichos minerales presenta una tendencia a disminuir. En la (Figura 15) se muestra el índice ZTR, en donde la sección ADA-01 presenta un 32%, lo que indica la alta madurez composicional de la roca.

11.2.2 Conjunto Ti2 (Eoceno Tardío – Oligoceno)

La muestra ADA-04 presenta gran proporción de minerales translúcidos (65.39%), y predominan los minerales ultraestables, principalmente el circón, por ello se observa que esta muestra presenta el índice más alto de ZTR entre todas las muestras con un 81% (Figura 15).

La muestra ADA-05 presenta la menor proporción de minerales opacos con un 3.63% (Tabla 9), al igual que altos contenidos de minerales ultraestables y estables (Figura 14), dominando la presencia de circón y apatito. En la (Figura 15) se observa que dicha muestra tiene índice de ZTR de 56%.

Por otra parte la muestra ADA-6 presenta los niveles más altos de circón, seguido de rutilo y apatito (Tabla 10). El índice ZTR es de 74% (Figura 15), precediendo la muestra ADA-04. La presencia de minerales opacos es relativamente baja con (10.49%) (Figura 12).

Los minerales translúcidos están presentes a lo largo de todas las muestras y se observa el predominio de minerales ultraestables (circón, rutilo, turmalina) en las muestras del Eoceno Tardío – Oligoceno (Figura 13). La esfena se encuentra únicamente en el Conjunto Ti2 correspondiente a la zona media de la secuencia.

11.2. 3 Formación Mesa (Mioceno Medio - Plioceno)

El contenido de minerales opacos en esta muestra es de 6.39% (Tabla 9), es decir, que se hace menor hacia el tope de la secuencia estratigráfica, dado que la muestra del Paleoceno presenta la proporción más alta de este constituyente.

La muestra ADA-03 exhibe un comportamiento diferente a las muestras del Conjunto Ti1 y Ti2. Los minerales estables (circón, rutilo y turmalina) se observan erráticamente, puesto que el circón y el rutilo se encuentran en menor proporción, pero la turmalina muestra un 42.08%, el cloritoide tiene presencia nula y el apatito un 8.74%, a diferencia del granate que solo presenta un 1.91%. El mineral más representativo hace parte del conjunto de inestable (Hornblenda) ya que tiene un 45.08% del total de la muestra, por lo tanto, la turmalina y el anfíbol son los componentes más significativos de la muestra (Figura 13). La hornblenda (Figura 17 g, h) y la cianita solo aparecen en la Formación Mesa, lo que indica que estos dos minerales moderadamente estables e inestables solo aparecen en el tope de la secuencia, ya que esta pertenece al Mioceno Medio – Plioceno (Figura 16).

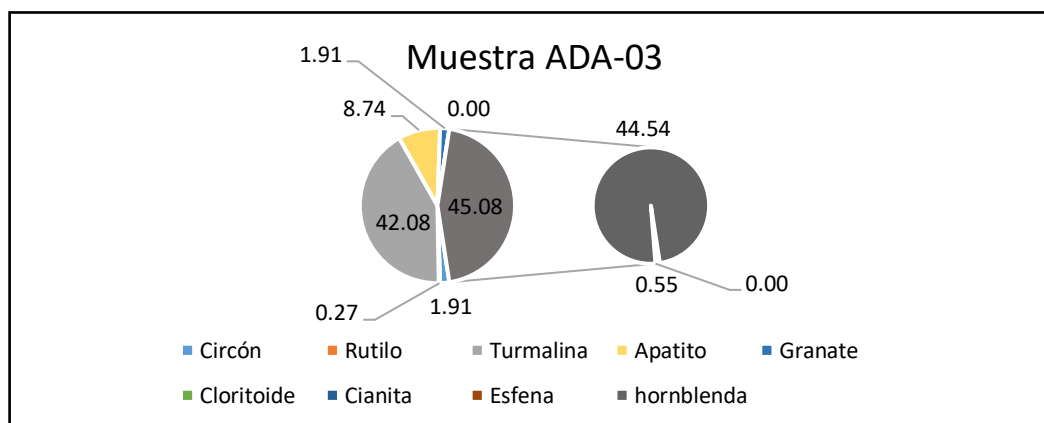
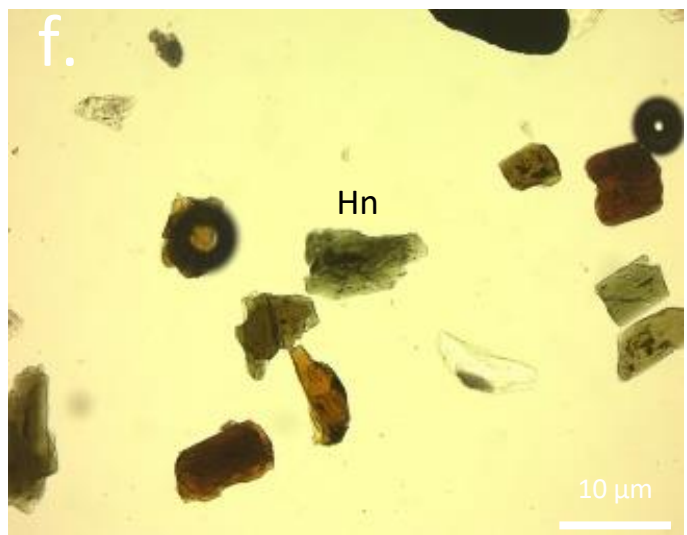
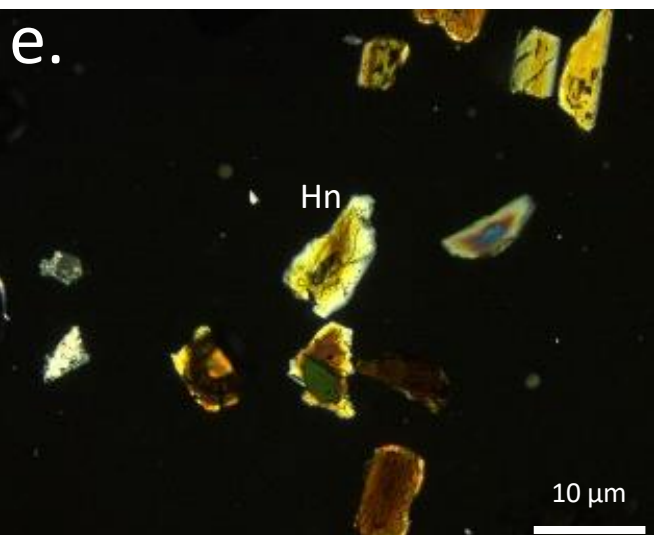
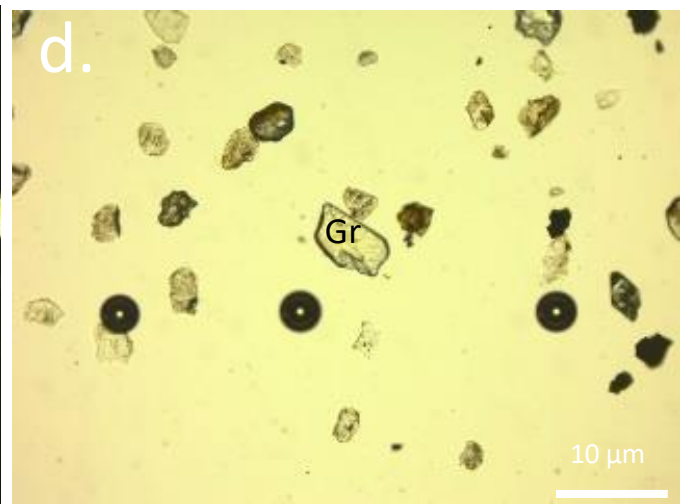
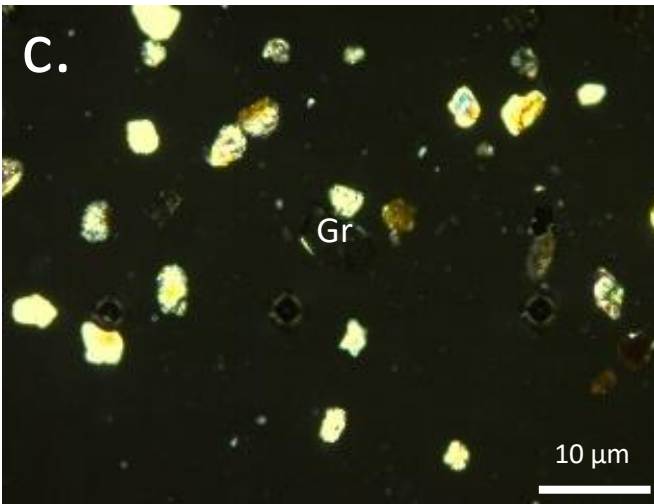
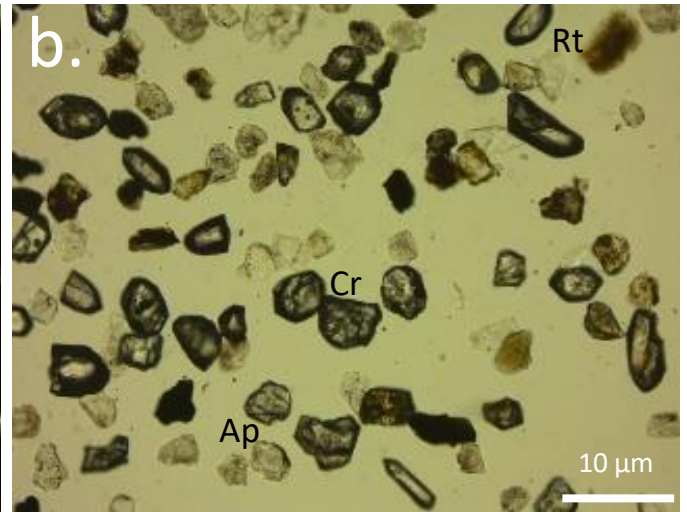
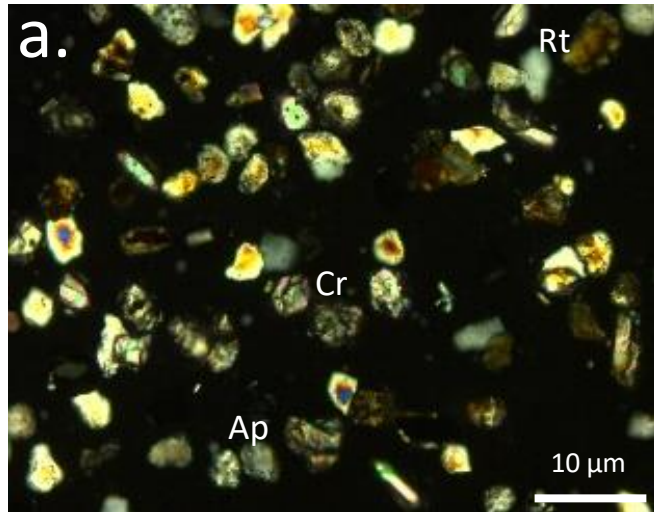


Figura 16. Distribución de los minerales translúcidos en la muestra ADA-03.



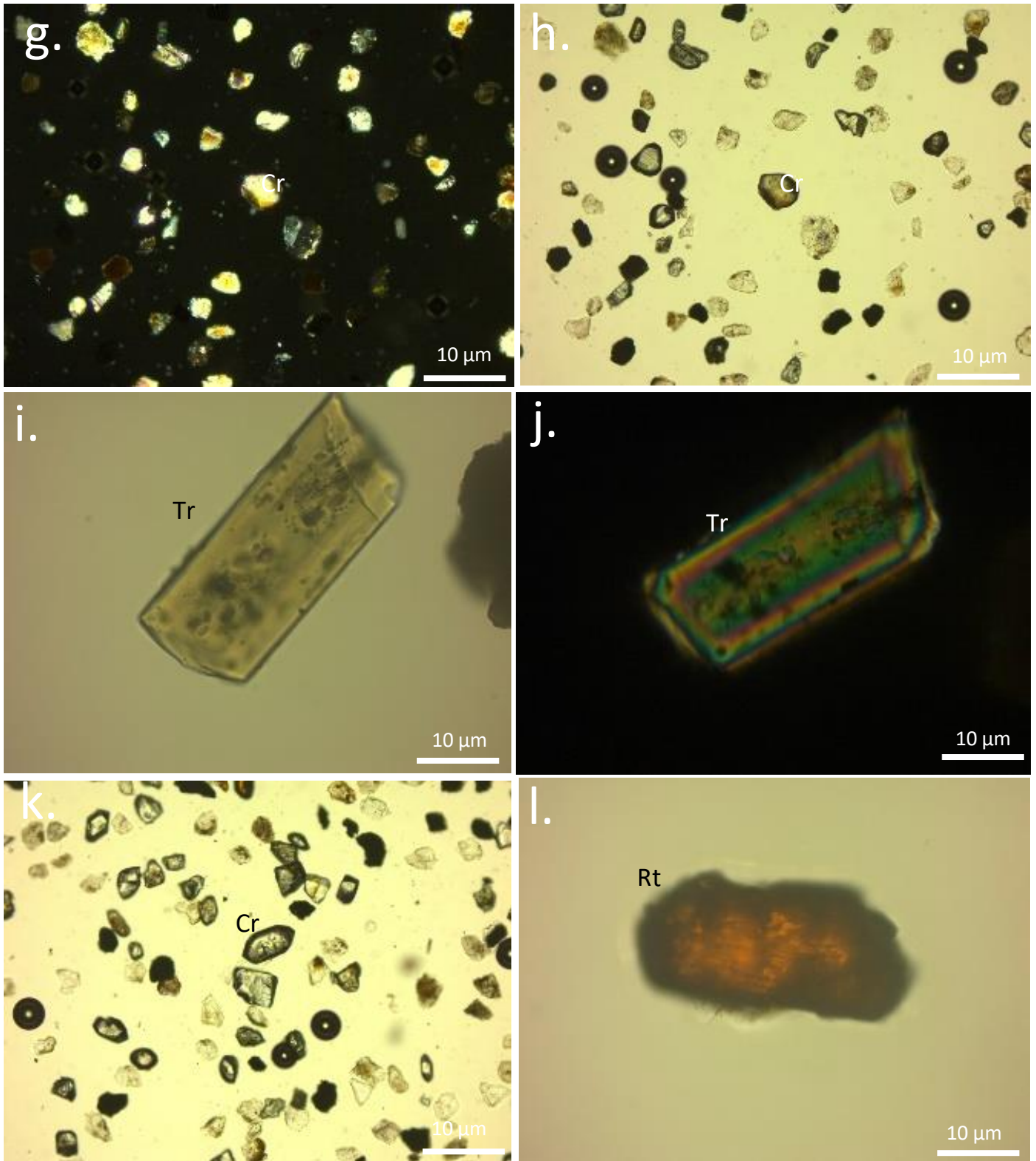


Figura 17. Imágenes de los minerales densos (a, b) Apatito, rutilo, circón (c, d) Granate (e, f) Hornblenda (g, h) Circón (i, j) Turmalina (k, l) Circón, rutilo.

12. Discusión

La información recolectada a partir de las técnicas de análisis de procedencia, entre ellas petrografía y minerales densos, indican diversas áreas de aporte de los detritos que conforman el Grupo Olini (Cretácico Tardío), Conjuntos Ti1 (Paleoceno), Ti2 (Eoceno Tardío – Oligoceno) y Formación Mesa (Mioceno Medio – Plioceno). Estas diversas áreas de aporte indican los cambios ocurridos durante la evolución tectónica desde el Cretácico Tardío hasta el Plioceno.

12.1 Cretácico Tardío

Previo a la acumulación ocurrida en el Cretácico Tardío, es preciso aclarar que antes del Triásico Tardío y el Jurásico Medio en la región del VMM, esfuerzos extensionales originaron una cuenca tipo rift, cuya presencia de fallas normales y continuos procesos distensivos produjeron subsidencia, que favorece la acumulación de las facies marinas del Cretácico Temprano (Caballero et al., 2010).

Partiendo de lo plasmado anteriormente, en el Cretácico Tardío se da la acumulación de facies marinas como producto de la subsidencia post-rift (Caballero et al., 2010) lo cual se puede asociar a la muestra perteneciente al Grupo Olini (ADA-02). La clasificación propuesta por Dunhan observada en (Bogg, 2009) y la metodología de (Folk, 1980) indican que la microfacies que evidencia el ambiente deposicional de elementos carbonatados, en este caso para la muestra ADA-02 es un *toe of slope*, ya que presenta dominancia de matriz micrita y bioclastos (Figura 11 L). También se tiene en cuenta la presencia de foraminíferos de las unidades adyacentes y el molde de un organismo observado en campo (Figura 10 g). Esto conlleva a corroborar que efectivamente la muestra ADA-02 fue depositada en una plataforma de ambiente marino (Figura 18) como producto de la acumulación post-rift, al igual que las unidades que la infrayacen como la Formación Guaguaqui y la unidad suprayacente Formación Córdoba (Rodríguez y Ulloa, 1994).

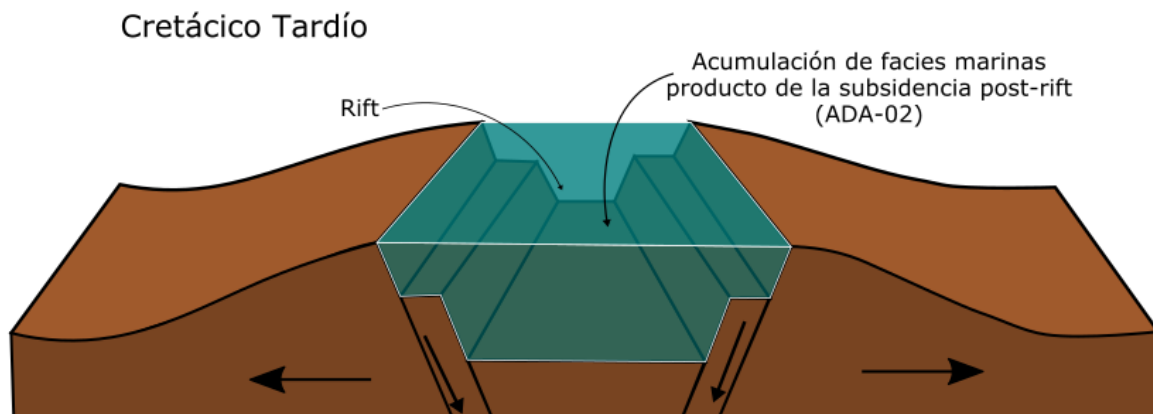


Figura 18. Bloque diagrama esquemático de la acumulación de la muestra ADA-02 en un ambiente marino como producto de la subsidencia post-rift en el Cretácico Tardío.

12.2 Maastrichtiano – Paleoceno

Varios autores han reportado el levantamiento de la Cordillera Central durante el Cretácico Superior – Paleoceno (Bayona et al., 2010; Caballero et al., 2010; Lamus et al., 2013). Como producto de dicho levantamiento se genera flexura, contribuyendo a la formación de una cuenca de *foreland* permitiendo la acumulación de sedimentos provenientes del occidente, de la misma Cordillera Central y del este del Escudo de Guyana (Bayona et al., 2010).

Nuestras observaciones sobre el Conjunto Ti1 (ADA-01), indican un elevado contenido de cuarzo del 80% con clastos redondeados a subredondeados y un alto porcentaje de minerales ultraestables (circón, rutilo, turmalina), lo cual muestra alta madurez de la roca (Figura 17 i, j, k). La presencia de estos materiales, podrían denotar aporte posiblemente del Escudo de Guyana y los cuales son retrabajados durante el levantamiento de los paleoaltos de la Cordillera Oriental. Estos primeros pulsos de levantamiento han sido reportados en el Paleoceno – Eoceno Medio por diferentes autores (Bayona et al., 2010; Lamus et al., 2013). Según Parra (2009) el desarrollo de una discordancia angular entre la Formación Hoyón del Paleoceno Tardío y la Formación San Juan de Río Seco del Eoceno Medio marca el tiempo inicial para el levantamiento de rocas en el sinclinal Guaduas a 56-43 Ma, lo que se puede asociar con la zona de estudio ya que las Formaciones en cuestión infrayacen el Conjunto Ti1. Esto contrasta con lo expuesto por Caballero (2010), el cual propone que en el Paleoceno aún no se tiene pulsos de levantamiento de la Cordillera Oriental y por ende la proveniencia sedimentaria del Sinclinal de Nuevo Mundo es de aporte directo del Escudo de Guyana y no existe retrabajamiento de la cobertera.

Por otra parte, la muestra ADA-01 presenta un 14% de feldespatos y proporciones mínimas de fragmentos líticos volcánicos lo que sugiere mayor probabilidad de procedencia de un basamento que a partir de rocas de arco volcánico. Adicionalmente, nuestros resultados graficados en los diagramas ternarios Dickinson (1985) indican un área de aporte en los límites de cratón interior y transición continental (Figura 8 a, b), por lo que se puede inferir que durante el Maastrichtiano-Paleoceno los sedimentos provienen en menor medida de la erosión producto del levantamiento de la Cordillera Central, y en contraste dominan los sedimentos retrabajados en los primeros pulsos de levantamiento de la Cordillera Oriental (Figura 19). Adicionalmente, se puede observar el alto contenido de minerales ultraestables con un índice ZTR del 32%, lo que indica alta madurez composicional de la roca (Figura 16).

Geocronología de circones detritos en la Formación San Juan de Río Seco en cercanía al área de estudio presentado por (Lamus et al., 2013), indican edades de 360 y 1.300 Ma lo cual señala retrabajamiento de la cobertera sedimentaria cretácica, la cual a su vez recibió aportes del Escudo de Guyana (Figura 20). Dicha

Formación también presenta edades cretácicas tardías de 79 Ma en promedio, las cuales indican aporte ya sea del Batolito Antioqueño o de rocas asociadas a la Cordillera Central (Lamus et al., 2013). Lo que concuerda con la interpretación arrojada a partir de los resultados de las técnicas aplicadas en el proyecto.

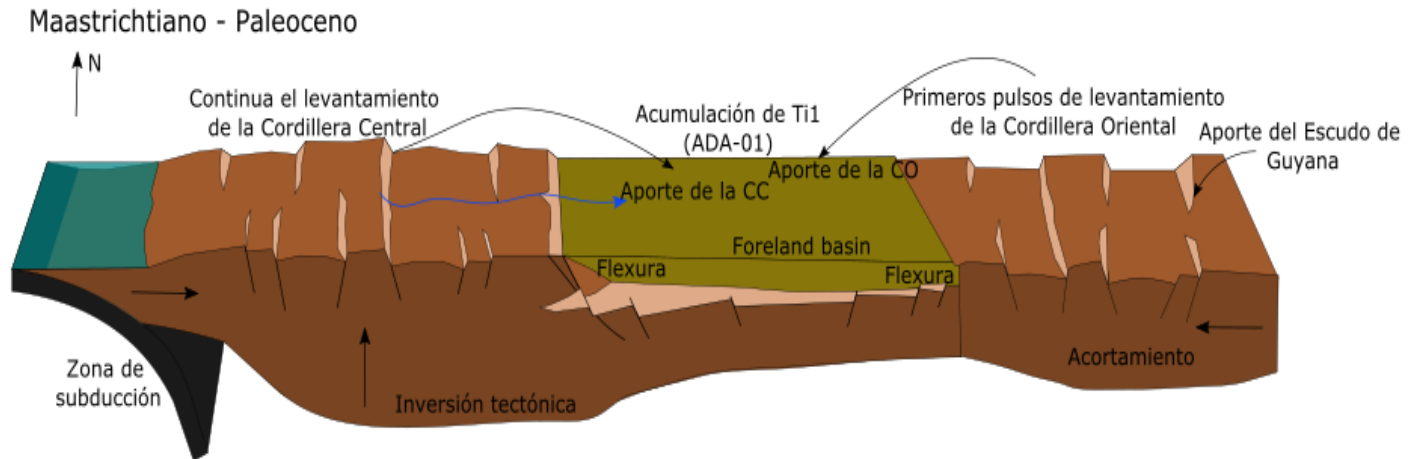


Figura 19. Bloque diagrama esquemático de la acumulación de la muestra ADA-01 como producto de la conformación de la foreland basin debido a la flexura ocasionada por el levantamiento de la Cordillera Central en el Cretácico Tardío y los primeros pulsos de levantamiento de la Cordillera Oriental.

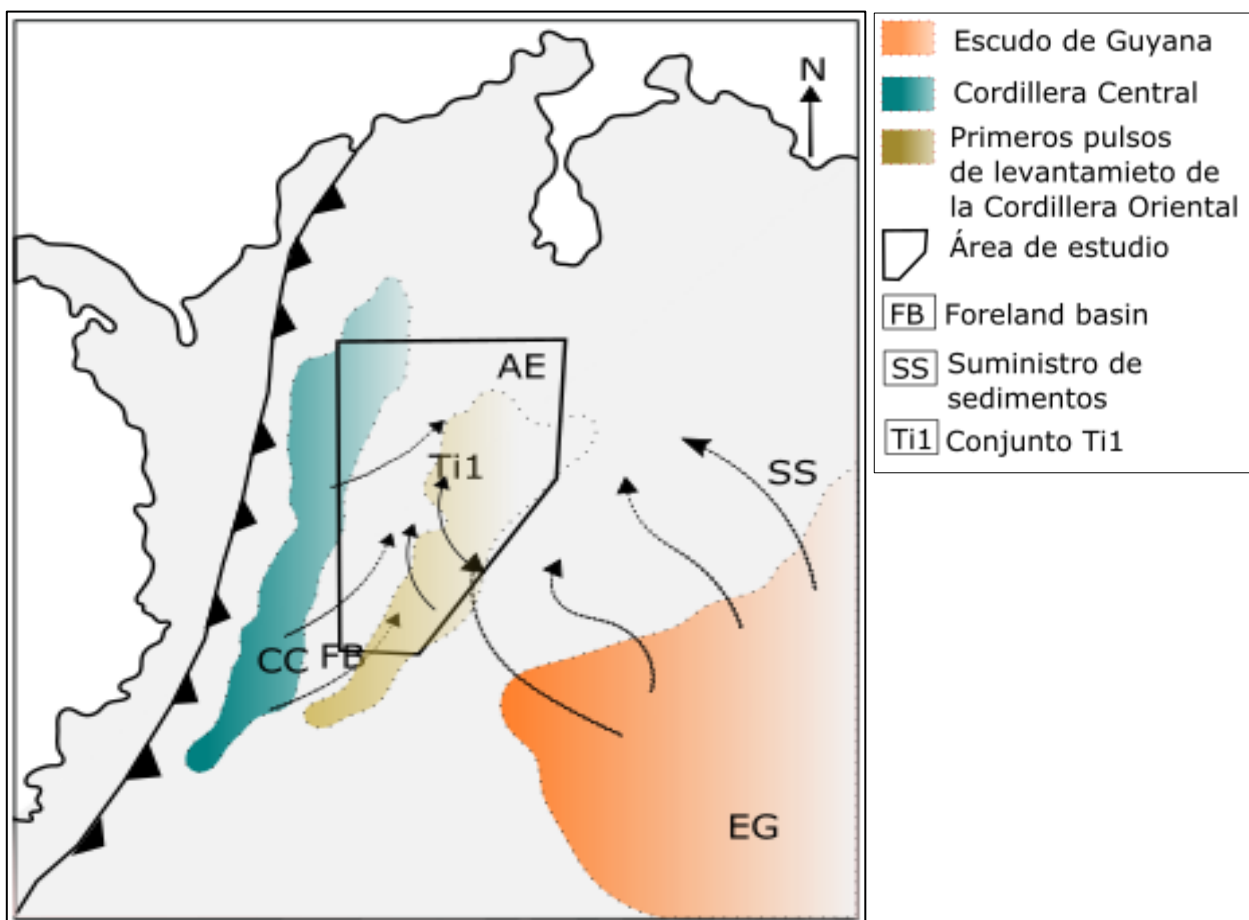


Figura 20. Mapa paleogeográfico esquemático del Maastrichtiano – Paleoceno, modificado de (Caballero et al., 2010)

12.3 Eoceno Medio – Oligoceno

Durante este periodo continúan los pulsos de exhumación de la Cordillera Oriental como producto de la inversión tectónica causada por esfuerzos compresivos derivados de la acreción de la corteza oceánica sobre la corteza continental (e.g. Bande et al., 2012). Aunque algunos autores plantean la reactivación inversa de las fallas normales desde el Paleoceno al Eoceno Inferior y registran para finales del Paleoceno el aporte de la Cordillera Oriental, en donde han documentado procesos de exhumación en el Anticlinal de los Cobardes y procesos de levantamientos más lentos durante el Eoceno Medio y Eoceno – Oligoceno (Montaño et al., 2016). Es decir, en este periodo debido a la barrera geográfica de los pulsos de levantamiento de la Cordillera Oriental, se impide la acumulación de sedimentos en el flanco occidental, provenientes del Escudo de Guyana (Figura 22).

Teniendo en cuenta lo mencionado anteriormente y los resultados obtenidos del análisis de las muestras del Conjunto Ti2 ADA-04 (Figura 10 e), ADA-05 (Figura 10

f) y ADA-06 (Figura 10 g), las cuales tienen proporciones elevadas de líticos sedimentarios (Figura 11 c), alto índice de ZTR (Figura 15) y circones que en su gran mayoría son redondeados y unos muy pocos euhedrales (Figura 17 b, g); se puede sobrentender, que dichas características reflejan el retrabajamiento de la cobertera sedimentaria en los pulsos de levantamiento de la Cordillera Oriental. Por otra parte, la muestra ADA-06 presenta líticos volcánicos en menor proporción y al igual las muestras ADA-04 y ADA-05 presentan alto contenido de feldespatos, entre el 20 y 35% (Tabla 5). Este mineral indica la cercanía de las posibles áreas fuentes, ya que es inestable y susceptible a la meteorización física y química. Por lo cual indica el posible aporte del basamento tipo “Cajamarca” de la Cordillera Central (Figura 21).

A partir de los diagramas de QtFLt y QmFLt de (Dickinson, 1985) (Figura 8 a, b) y los diagramas de (Garzanti et al., 2012) (Figura 8 e, f), se infiere un área de procedencia de transición continental, lo cual concuerda con la transición de ambiente marino a ambiente continental en este periodo (Figura 21), propuesto por (Caballero et al., 2010).

La discordancia del Eoceno es el límite estratigráfico y tectónico de mayor importancia porque debajo de este rasgo las rocas pre-Eocenas se reconocen deformadas y truncadas a escala regional, esto como producto de la deformación que avanza hacia el este y produce el levantamiento de la Cordillera Oriental (Figura 21). A partir de la discordancia y durante el Eoceno Tardío y el Mioceno Temprano, se depositan espesos conjuntos de rocas sedimentarias de conglomerados, areniscas y lodolitas representados en el Grupo Chorro (equivalentes al Conjunto Ti2, Ti2) y Grupo Chuspas (Ti3), por lo cual no continúa la acumulación de facies marinas de ambientes de baja energía si no unidades continentales en ambientes que varían desde abanicos hasta sistemas fluviales (Sarmiento et al., 2015; Bayona et al., 2008; Bande et al., 2012).

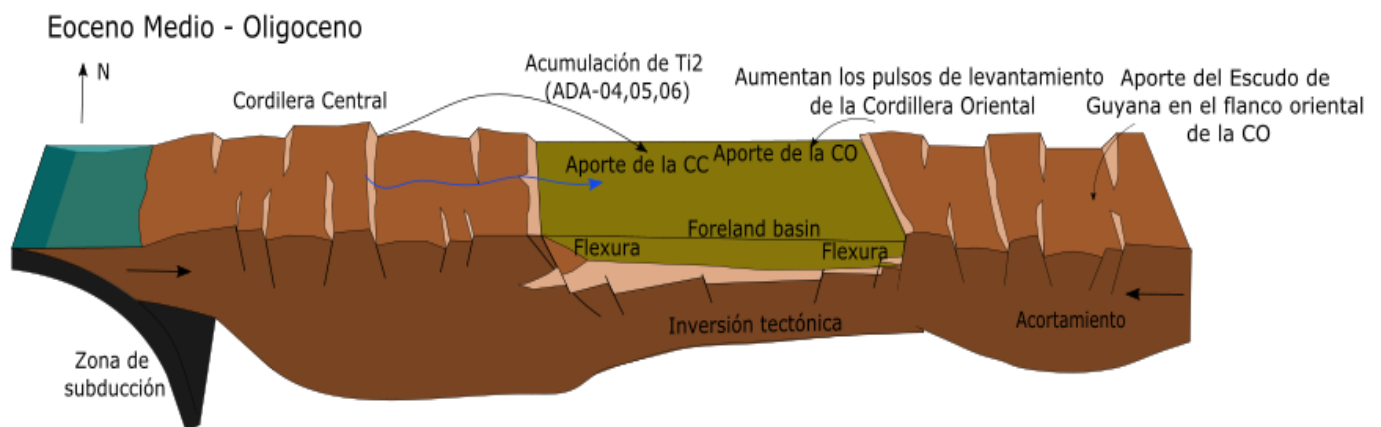


Figura 21. Bloque diagrama esquemático de la acumulación de las muestras ADA-04, ADA-05 y ADA-06, en donde se observa el aporte en menor proporción de la Cordillera Central y el aporte de los sedimentos retrabajados en los pulsos de levantamiento de la Cordillera Oriental en el Eoceno medio – Oligoceno.

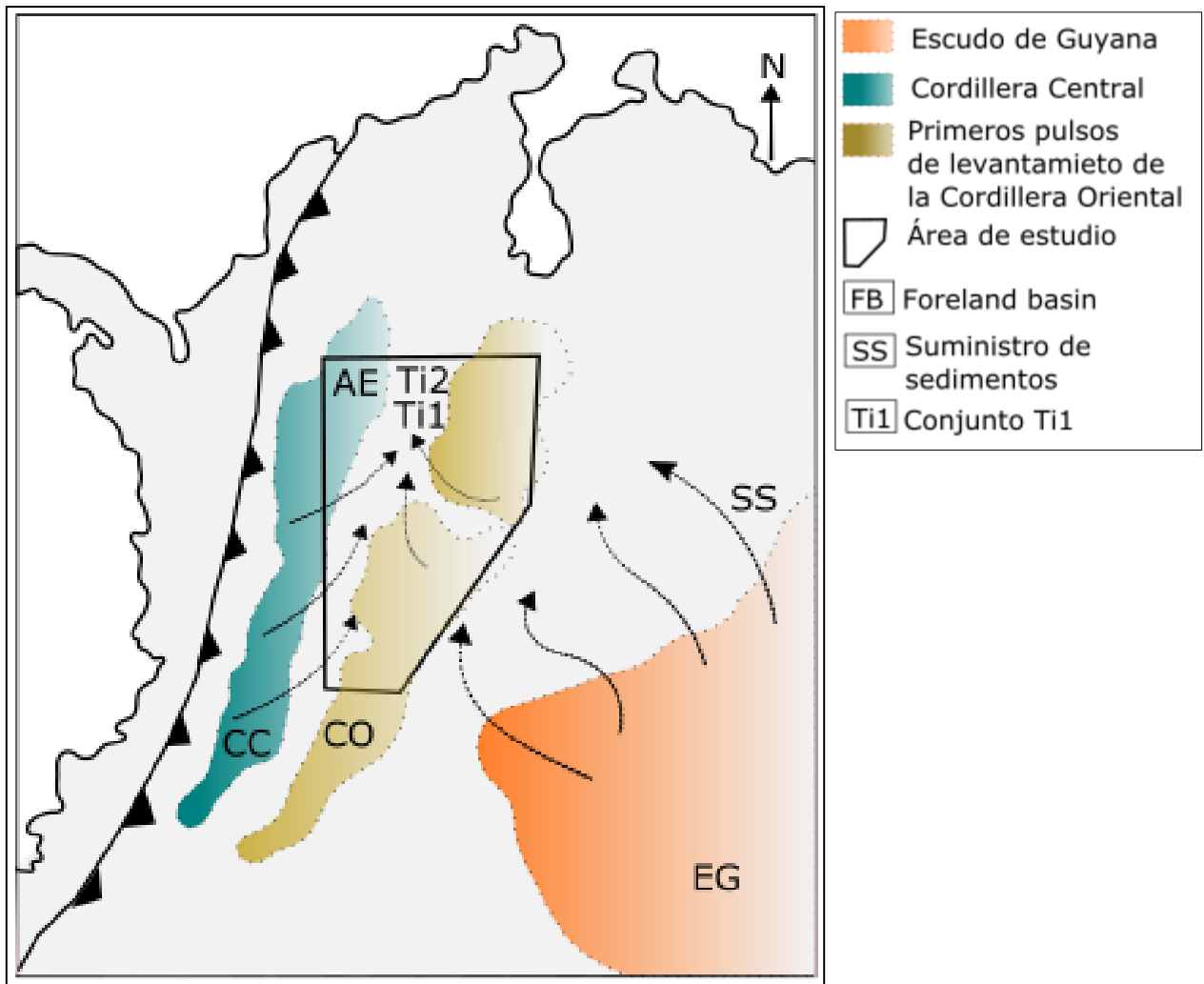


Figura 22. Mapa paleogeográfico esquemático del Eoceno Medio - Oligoceno, modificado de (Caballero et al., 2010)

12.4 Mioceno – Plioceno

Según lo propuesto por (Caballero et al., 2010; Cooper et al., 1995, Parra et al., 2009) el máximo pulso de levantamiento de la Cordillera Oriental ocurrió durante el Mioceno, es decir, que para el Mioceno-Plioceno ya están expuestas parcialmente la Cordillera Central y la Cordillera Oriental, por ende, se lleva a cabo la conformación de la cuenca del Valle Medio del Magdalena y la cuenca de los Llanos. Justo en este periodo se tiene la acumulación de la Formación Mesa, la cual según (De porta, 1974) data del Mioceno Superior - Plioceno.

En el análisis petrográfico de la Formación Mesa (ADA-03) (Figura 11 k) se pudo observar que la cantidad de fragmentos líticos volcánicos es del 19% superando a los demás fragmentos líticos con 3%. En este mismo sentido se observa el alto contenido de feldespatos en un 45% del total de los minerales que compone la

muestra (Tabla 5), lo que indica cercanía al área fuente. Los diagramas de (Garzanti et al., 2012) evidencian como la muestra se encuentra en un campo de arco transicional (Figura 8 c, d), esto indica la transición de un arco pobremente erosionado a un arco mayormente erosionado (*Undissected arc – Dissected arc*). Esta interpretación es soportada por la alta presencia minerales inestables, como la hornblenda, la cual arroja un 41% y es típica de un aporte del arco disectado (Tabla 10). Esto es consistente con los resultados obtenidos en el diagrama de Dickinson (1985) mostrado en la (Figura 8 a, b), por lo cual se propone que la zona de mayor aporte es la Cordillera Central (Figura 23).

La presencia de circones subredondeados a redondeados, los cuales podrían indicar retrabajamiento y no una fuente de aporte directa y los fragmentos líticos sedimentarios presentes en la muestra ADA-03 pueden indicar un aporte de la Cordillera Oriental en menor proporción (Figura 23). Por otra parte, la presencia de fragmentos líticos metamórficos en muy baja proporción señalaría la estructuración y compartimentalización del área de acumulación, ya que según De Porta (1974) la Formación Mesa presentan contenido de fragmentos metamórficos provenientes posiblemente de la Cordillera Central, esto podría ser ocasionado por el comportamiento de la fuente hídrica que transporta los sedimentos, lo cual genera que se acumulen líticos metamórficos en menor proporción sobre el flanco occidental de la Cordillera Oriental. El bajo contenido de estos líticos, también se pueden asociar al sesgo en la cantidad muestras recolectadas, puesto que solo fue posible analizar una muestra de la Formación.

Justificando lo anterior, registros de paleocorrientes de (Caballero et al., 2016) indican una dirección predominante del noroeste, donde se ubica la Cordillera Central y otras en menores proporciones del sureste, lo cual indicaría la Cordillera Oriental (Figura 24). Esto indica que para la época de acumulación, son sugeridos sedimentos provenientes de la Cordillera Central en mayor proporción y en menor de la Cordillera Oriental (Figura 23). Los resultados de paleocorrientes indican que hubo cambios significativos en la paleogeografía de las áreas de aporte y obedecen posiblemente al máximo pulso de levantamientos de la Cordillera Oriental durante el Mioceno, lo cual concuerda con (Caballero et al., 2016).

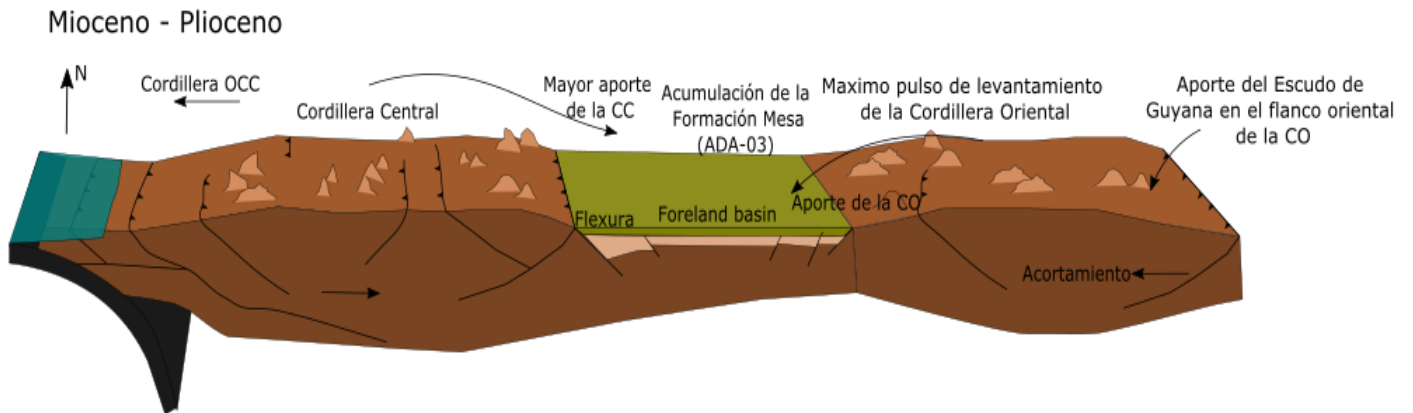


Figura 23. Bloque diagrama esquemático de la acumulación de la Formación Mesa en el Mioceno – Plioceno. Esta Formación tiene como fuente de aporte mayoritariamente la Cordillera Central y en menor proporción la Cordillera Oriental, ya en este periodo no hay aporte del Escudo de Guyana en el flanco occidental si no por el contrario en el flanco oriental de la CO. Se tiene la conformación del Valle Medio del Magdalena (VMM).

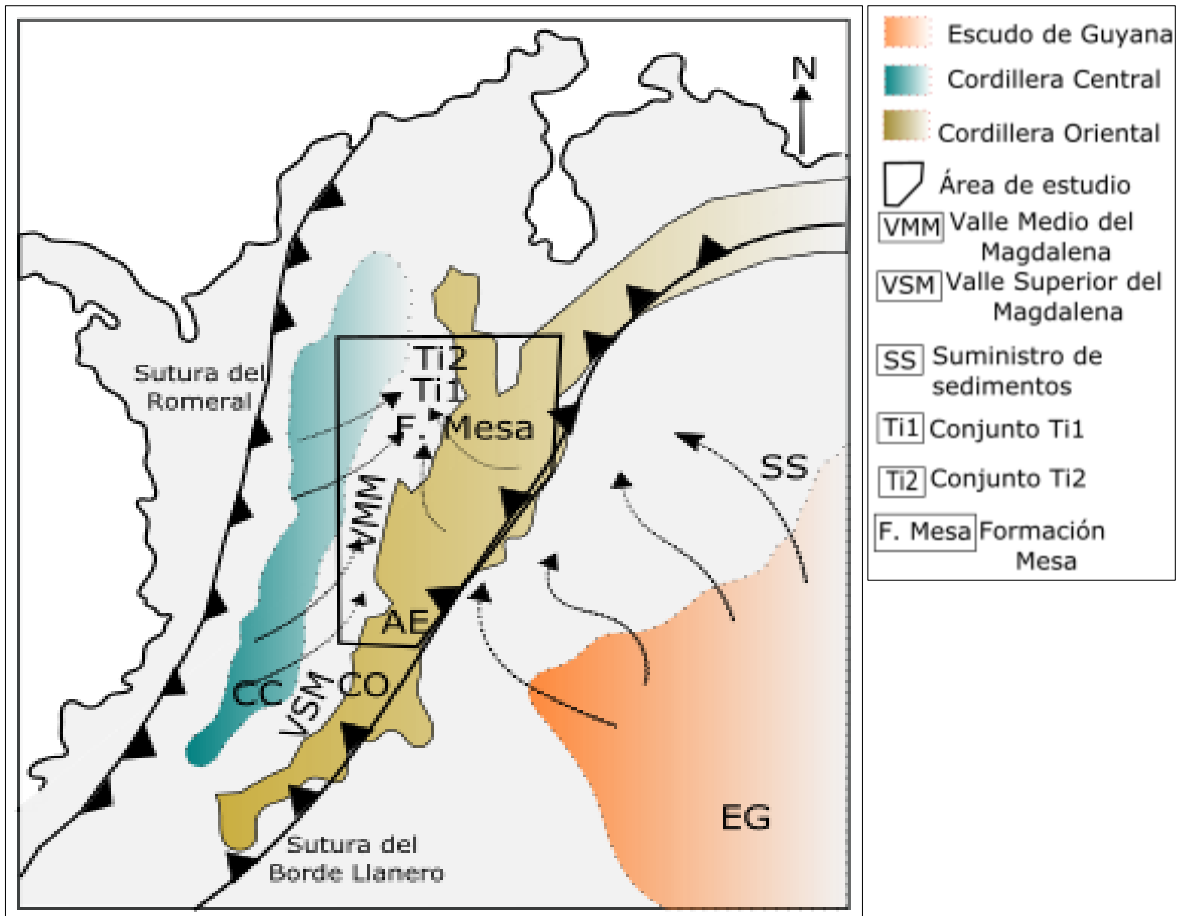


Figura 24. Mapa paleogeográfico esquemático del Mioceno - Plioceno, modificado de (Caballero et al., 2010).

13. Conclusiones

- Los resultados de las técnicas analíticas reflejan el aporte de la Cordillera Oriental y la Cordillera Central desde el Paleoceno en el Conjunto Ti1, Ti2 y la Formación Mesa, sin embargo en la muestra ADA-03 de la Formación Mesa se tiene un incremento del aporte proveniente de la CC, esto ocurre para el Mioceno - Plioceno.
- Basado en el análisis petrográfico, minerales densos y edades en circones detríticos propuestos por (Lamus et al., 2013) en Formaciones adyacentes al área de estudio, se encontró que el Conjunto Ti1 y Ti2 tiene como área fuente rocas sedimentarias retrabajadas del Escudo de Guyana en el levantamiento de la Cordillera Oriental.
- Las unidades estudiadas reflejan la transición de un ambiente marino a un ambiente continental durante el Paleoceno - Eoceno Medio Oligoceno, como producto del levantamiento de la Cordillera Oriental.
- La Formación Mesa evidencia un aporte de sedimentos proveniente tanto de la Cordillera Central como de la Cordillera Oriental, por lo que se asume que esta última ya se encuentra levantada durante el Mioceno-Plioceno.

14. Recomendaciones

- Realizar análisis de geocronología en circones detríticos en el Grupo Olini, Conjunto Ti1, Ti2 y Formación Mesa, con el fin de complementar las interpretaciones que surgieron a partir de análisis petrográfico y de minerales densos.
- Añadir a la técnica de análisis de procedencia la descripción morfológica de circones detríticos propuesta por (Pupin, 1980), para de esta manera corroborar el área fuente y posibles procesos de retrabajamiento.
- Realizar la separación de minerales densos por métodos distintos al de batea, bien sea por asentamiento por gravedad o separación por centrifugación, para evitar el sesgo en la toma de datos.
- Tener en cuenta todas las formaciones presentes en el polígono escogido para el área de estudio.
- Hacer análisis estructural y levantamiento de columnas estratigráficas del área para complementar el análisis de procedencia y los procesos tectónicos.
- Realizar análisis paleontológico, debido a la riqueza fósil de las Formaciones adyacentes como la Formación Guaguaquí, Córdoba y el mismo Grupo Olini.

Referencias

- Bande, A., Horton, B., Ramírez, J., Mora, A., Parra, M., Stockli, D., 2012. Clastic deposition, provenance, and sequence of Andean thrusting in the frontal Eastern Cordillera and Llanos Foreland basin of Colombia. *GSA Bull.* 124, 59–76. <https://doi.org/10.1130/B30412.1>; 12
- Bayona, G., Montenegro, O., Cardona, A., Jaramillo, C., Lamus, F., Morón, S., Quiroz, L., Ruíz, M., Valencia, V., Parra, M., Stockli, D., 2010. Estratigrafía, procedencia, subsidencia y exhumación de las unidades Paleógenas en el sinclinal de Usme, sur de la zona axial de la Cordillera Oriental. *Geol. Colomb.* 35, 5–35.
- Bayona, G., Valencia, A., Mora, A., Rueda, M., Ortiz, J., Montenegro, O., 2008. Estratigrafía y procedencia de las rocas del Mioceno en la parte distal de la cuenca antepais de los Llanos de Colombia. *Geología de Colombia*, 33, pp 23–46.
- Boggs, S., 2009. *Petrología de rocas sedimentarias*. Cambridge Univ. Press 313–381. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511626487.010>
- Clavijo, J., Mantilla, L., Pinto, J., Bernal, L., Pérez, A., 2008. Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, norte del Valle Medio del Magdalena y noroeste de la Cordillera Oriental. *Boletín de Geología Vol 30* 46- 62.
- Caballero, V., Parra, M., Roberto, A., 2010. Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno Tardío - Oligoceno temprano: Proveniencia sedimentaria en el sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca Valle Medio del Magdalena. *Boletín Geol.* 32, 45–77.
- Caballero, W., Rubiano, J., Clavijo, J., Sandoval, J., 2016. Procedencia en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena durante el Cenozoico: Determinaciones con base en el análisis cuantitativo de paleocorrientes. *Bol. Geol.* 38, 73–86. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016004>
- Cediel, F., Shaw, R., 2018. *Geology and Tectonics of Northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean Junction*. Springer.
- Cooper, M., Addison, F., Álvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A., Taborda, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 79, 1421–1443.
- De porta, J., 1974. La estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena. *Univ. Ind. Santander* 5–50.
- Dickinson, W., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *Reidel Publ. Co.* 333–361.

- Folk, R., 1980. Petrology of sedimentary rocks.
- Galehouse, J., 1971. Procedures in sedimentary petrology. Chichester Wiley Intersci. 653.
- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G., Andó, S., 2012. Orogenic belts and orogenic sediment provenance. Univ. di Milano-Bicocca 4, 2–27.
- Gómez, C., 2017. Estratigrafía y análisis de proveniencia de la Formación los Indios, y su relación con la evolución tectónica de la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia).
- Gomez, E., Jordan, T., Almandiger, R., Hegarty, K., Kelly, S., Heizler, M., 2003. Controls on Architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. Geol. Soc. Am. Bull. 115, 131–147.
- Hubert, J., 1962. A Zircon-Tourmaline-Rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. Sediment. Petrol. 32, 440–450.
- Lamus, F., Bayona, G., Caicedo, J., Tchegliakova, N., 2006. Análisis de procedencia de la sucesión Paleocena en el sector norte de la Cuenca Cesar- Ranchería: implicaciones en los modelos tectónicos de la Sierra Nevada de Santa Marta y Serranía de Perijá. Ingeominas.
- Lamus, F., Bayona, G., Cardona, A., Mora, A., 2013. Procedencia de las unidades Cenozoicas del sinclinal del Guaduas: Implicación en la evolución tectónica del sur del Valle Medio del Magdalena y orógenos adyacentes. Boletín Geol. 35, 17–42.
- Lozano, E., Zamora, N., 2014. Compilación de la cuenca del Valle Medio del Magdalena. Serv. geológico.
- Mange, M., Maurer, H., 1992. Heavy minerals in colour.
- Mojica, J., Franco, R., 1990. Estructura y evolución tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. Geol. Colomb. 17, 41–64.
- Montenegro, O., Bayona, G., Ojeda, C., Ayala, C., Cardona, A., Restrepo, S., Valencia, V., 2014. Procedencia de las unidades paleógenas de la cuenca del Catatumbo y su comparación con las cuencas adyacentes: Relación con la convergencia de la placa Caribe. Geol. Colomb. 37, 123–151.
- Morton, A., 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 57, 31–45.
- Morton, A., 1985. Heavy minerals in provenance studies. Reidel publishing company. 249 - 277.
- Montaño, P.C., Nova, G., Bayona, G., Mahecha, H., Ayala, C., Jaramillo, C., y De La Parra, F., 2016. Análisis de secuencias y procedencia en sucesiones sedimentarias de grano fino: un ejemplo de la Formación Umir y base de la

Formación Lisama, en el sector de Simacota Santander, Colombia. *Boletín de Geología*, 38 (1): 51-72.

Parra, F., 2015. Análisis de proveniencia y ambiente de depósito de las unidades sedimentarias de la isla Diego de Almagro.

Parra, M., Mora, A., Sobel, E., Strecker, M., González, R., 2009. Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics* 28, 2–27. <https://doi.org/10.1029/2008TC002423>

Pupin, J., 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Miner. Pet.* 73, 207–220.

Quintero, I., Ramírez, J., Pérez, A., Páez, L., Gallo, F., Terraza, R., Etayo, F., 2008. Estudio de los procesos de interacción fluido-roca en el cinturón esmeraldífero oriental (Cordillera Oriental, Colombia) y su importancia en la exploración de nuevos yacimientos hidrotermales. *Ingeominas* 15–112.

Rodríguez, E., Ulloa, C., 1994. Memoria Explicativa de la plancha 169. *Ingeominas*.

Rodríguez, N., Rendón, G., Espejel, I., Jiménez, O., Martínez, M., 2014. Análisis de proveniencia de las arenas del complejo de dunas parabólicas El Socorro, Baja California, México, mediante una caracterización mineralógica y granulométrica. *Boletín la Soc. geológica Mex.* 66.

Sarmiento, L., Van, J., Cloetingh, S., 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *J. South Am. Earth Sci.* 21, 383–411. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.003>

Sarmiento - Rojas, L., 2001. Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models. Ph.D. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 297.

Sarmiento, G., Puentes, J., Sierra, C., 2015. Evolución geológica y estratigrafía del sector norte del Valle Medio del Magdalena. *Univesidad Nacional.* 57-81.

Tunik, M., Vietto, M., Sciutto, J., Estrada, E., 2004. Procedencia de areniscas del Grupo Chubut en el área central de la Sierra de San Bernando. *Asoc. Geológica Argentina* 4, 601–606.

Villafañez, Y., 2012. Análisis de procedencia en areniscas cuarzosas del Devónico-Carbonífero de la Formación Floresta (Norte de Santander): Consideraciones paleogeográficas regionales. *Univ. EAFIT* 1–93.

Velásquez, F., Cardona, A., y Montes, C., 2019. Caracterización de minerales pesados en sedimentos activos de la cuenca del río Magdalena, Colombia: implicaciones para el análisis de procedencia en el registro fluvial. *Boletín de Geología*, 41(2), 137-147. DOI: 10.18273/revbol.v41n2-2019008.

