

UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLOGICAS
MAESTRIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ESTRATIGRAFIA Y GEOQUIMICA ISOTOPICA DE ALGUNAS UNIDADES
CENOZOICAS DE LAS CUENCAS DE SAN JACINTO Y VALLE INFERIOR DEL
MAGDALENA, CARIBE COLOMBIANO**

TESIS DE GRADO PARA OBTENER EL TITULO DE
MAGISTER EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Presentada por:
JUAN SEBASTIAN ROSERO CESPEDES, GEÓLOGO

Director:
Ph. D. JUAN CARLOS SILVA TAMAYO

MANIZALES
2013

*Este trabajo está dedicado a mis padres
Nancy y Nicolás, por aguantarme y apoyarme
en el camino de la vida*

“ y solo me rendí irreverente ante las fuerzas cósmicas de la
naturaleza...”

Gonzalo Arango

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de grado fue posible gracias al apoyo económico y logístico de la ANH, el Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) y la Universidad de Caldas, entre los años 2009 y 2011, de los cuales el autor formó parte activa.

Adicionalmente este proyecto se vio beneficiado por los aportes económicos de la Vicerrectoría de Investigaciones y posgrados de la Universidad de Caldas, además de la beca Ares-Corrigan de la ACGGP.

Mis más sinceros agradecimientos al Instituto de Investigaciones en Estratigrafía y al director de este Andrés Pardo, quien siempre creyó en esta investigación y en las de las demás personas interesadas en el desarrollo del conocimiento geológico en áreas con poco o nulo trabajo y que son de vital importancia el entendimiento de la evolución geológica de Colombia. De la misma manera agradezco a la señora María Dolly Ramírez, la cual facilita y alegra la vida de los que compartimos el espacio del IIES. Igualmente a Valentina Vargas quien siempre estuvo dispuesta a resolver los trámites y demás inconvenientes legales que resultaron en el envío de muestras y el pago de análisis en laboratorios fuera de Colombia.

Sinceramente agradezco al director de este trabajo de grado Juan Carlos Silva quien siempre ha sido una persona inquieta en la geología y sin el cual no hubiera conocido este mundo de la geoquímica isotópica y de todas las aplicaciones que esta tiene tanto en estratigrafía como en el modelamiento de procesos de interacción entre el mar, el clima y el registro sedimentario resultante de esta.

Agradezco a los geólogos Carlos Borrero, Diana Ochoa, Alejandro Arenas, Marcelo Jaramillo y a los profesores de la Universidad por su apoyo en la elaboración de este trabajo de grado.

A Sebastián Echeverri por ser amigo y haber compartido todos sus conocimientos de las cuencas forearc del pacífico colombiano y por haberme motivado para estudiar la maestría.

A los compañeros del IIES Julio Avila, Gustavo Giraldo, Angel Barbosa y otros, por hacer parte del proyecto IIES y haber compartido este espacio conmigo.

Paula Andrea López quien siempre ha sido mi apoyo en los momentos más duros y quien ha compartido conmigo la pasión por la geología y por muchas otras cosas que hacen parte de nuestras vidas y de nuestras locuras.

TABLA DE CONTENIDO

| | |
|---|----|
| 1. RESUMEN | 1 |
| 2. INTRODUCCION Y OBJETIVOS..... | 2 |
| 2.1. INTRODUCCION..... | 2 |
| 2.2. OBJETIVOS..... | 2 |
| 2.2.1. Objetivo general | 2 |
| 2.2.2. Objetivos específicos..... | 2 |
| 3. LOCALIZACION Y GEOLOGIA REGIONAL | 4 |
| 3.1. GEOLOGIA REGIONAL | 4 |
| 3.1.1. MARCO TECTÓNICO | 5 |
| 3.1.2. REVISIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS UNIDADES ESTUDIADAS DEL CINTURON PLEGADO DE SAN JACINTO Y LA CUENCA DE SAN JORGE .. | 6 |
| 4. ESTADO DEL ARTE | 11 |
| 4.1. MARCO BIOESTRATIGRÁFICO | 11 |
| 4.1.1. Formación Toluviéjo- Pozo P8 | 11 |
| 4.1.2. Formación Ciénaga de Oro. Pozo P16..... | 11 |
| 4.1.3. Formación Porquera- Pozo P18 | 12 |
| 4.2. QUIMIOESTRATIGRAFÍA COMO HERRAMIENTA DE CORRELACIÓN | 13 |
| 5. METODOS Y MATERIALES | 16 |
| 6. RESULTADOS..... | 18 |
| 6.1 SEDIMENTOLOGIA DE LOS POZOS ESTUDIADOS..... | 18 |
| 6.1.1. SEDIMENTOLOGÍA DEL POZO P16-FORMACIONES CIÉNAGA DE ORO Y PORQUERA | 18 |
| 6.1.2. SEDIMENTOLOGÍA DEL POZO P18..... | 32 |
| 6.2 QUIMIOESTRATIGRAFIA | 37 |
| 6.1.1. Formación Toluviéjo | 37 |
| 6.1.2. Formación Ciénaga de Oro | 38 |
| 7.1.3. Formación Porquera..... | 42 |
| 8. DISCUSIÓN | 45 |
| 8.1. CRONOESTRATIGRAFIA..... | 45 |

| | |
|--|----|
| 8.1.1. Preservación de la composición química original | 45 |
| 8.1.2. EDADES A PARTIR DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 49 |
| 8.2. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL | 52 |
| 8.2.1. ANALISIS DE FACIES, ASOCIACIONES FACIALES E INTERPRETACION DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS..... | 52 |
| 8.2.1.1. Formación Ciénaga de Oro | 52 |
| 8.2.1.2. Formación Porquera..... | 54 |
| 8.2.2. Ambientes Sedimentarios..... | 55 |
| 8.3. CICLOS ESTRATIGRÁFICOS..... | 56 |
| 8.3.1. Ciclo I | 60 |
| 8.3.2. Ciclo II | 61 |
| 8.3.3. Ciclo III | 63 |
| 8.4. INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS QUIMIOESTRATIGRÁFICOS A LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LAS CUENCAS DEL NORTE DE SURAMÉRICA | 64 |
| 8.5. CONCLUSIONES DE LA QUIMIOESTRATIGRAFIA | 68 |
| 8.6. INTEGRACIÓN AL MARCO GEOLOGICO REGIONAL DE LOS NUEVOS DATOS ESTRATIGRÁFICOS..... | 71 |
| 8.7. CONCLUSIONES ESTRATIGRAFICAS..... | 74 |
| 9. CONCLUSIONES FINALES | 76 |
| 10. REFERENCIAS | 78 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1. Diagrama de flujo en el cual se muestran la metodología utilizada para la realización de este trabajo de investigación..... | 3 |
| Figura 2. Localización de los pozos estudiados en el sector norte de Colombia. ... | 4 |
| Figura 3. Corte a lo largo de los cinturones que conforman el margen caribeño colombiano. Modificado de Mantilla-Pimiento, 2007. La orientación de esta línea sísmica es similar a la Línea Sísmica Regional Tras-Andina de la ANH. | 6 |
| Figura 4. Mapa Geológico del sector NW de Colombia. Modificado de Ingeominas, 2007..... | 7 |
| Figura 5. Diagrama cronoestratigráfico para el Cinturón Plegado de San Jacinto y la cuenca del Valle Inferior del Magdalena. Modificado de Flinch, 2003; Guzmán, 2007; Universidad de Caldas-ANH, 2009; 2011; Cardona et al., in press..... | 9 |
| Figura 6. Bioestratigrafía de la Formación Toluviejo (pozo P8) y edad bioestratigráfica obtenida (análisis tomados de ANH-Universidad de Caldas, 2009). | 12 |
| Figura 7. Análisis bioestratigráficos de la Formación Ciénaga de Oro (pozo P16) y edad bioestratigráfica obtenida (Tomado de Universidad de Caldas-ANH, 2011). | 13 |
| Figura 8. Análisis bioestratigráficos de la Formación Porquera (pozo P18) y edad bioestratigráfica obtenida (tomada de Universidad de Caldas-ANH, 2011). | 14 |
| Figura 9. Variación en la relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el Fanerozoico (Tomada de Veizer et al., 1999)..... | 15 |
| Figura 10. Fotos representativas del pozo P16. A y B. Areniscas con fragmentos carbonosos. C y D. estratificación flaser, y trazas de bioturbación. E y F. areniscas con una alta proporción de cemento calcáreo y restos de conchas de moluscos, bioturbada. G. aspecto de los bivalvos encontrados en las facies de areniscas con cemento calcáreo. H e I. Características de la bioturbación de tipo vertical presentadas en facies arenosas. | 21 |
| Figura 11. A y B. laminación plana paralela marcada por laminas carbonosas y lodosas. C, D y E. Lodolitas arenosas con concentraciones de conchas de moluscos generalmente fracturadas. F, G y H. areniscas y lodolitas laminadas, con una alta concentración de material carbonoso. I. concentraciones de conchas de moluscos posiblemente relleno de madrigueras verticales. | 22 |
| Figura 12. A y B. Packstone Bioclástico compuesto por moluscos. C y D. concentraciones de moluscos comúnmente fracturados en capas de areniscas muy finas. E. Arcillolitas laminadas con algunas intercalaciones de láminas de areniscas. F. Areniscas con una alta proporción de moluscos y algunos fragmentos carbonizados. G. Packstone bioclástico compuesto por moluscos. H. Bioturbación vertical en capa de areniscas con una alta proporción de cemento | |

| | |
|---|----|
| calcáreo. I. Areniscas muy finas con laminación ondulosa y plana paralela, bioturbadas (trazas horizontales)..... | 24 |
| Figura 13. A. Bivalvos. B. Contacto erosivo entre lodolitas y areniscas. C. Areniscas muy finas con laminaciones marcadas por lodolitas y láminas carbonosas. D. Laminación inclinada planar y por encima plana paralela. E. Laminación inclinada de bajo ángulo. F. Laminación plana paralela a levemente flaser. G, H e I. Areniscas con una alta proporción de fragmentos rotos de moluscos y mezcla de granos muy gruesos de arena y gránulos..... | 26 |
| Figura 14. A. Fragmentos de hojas y plantas en capas de arcillolitas laminadas. B. Areniscas muy finas con laminación plana paralela y abundantes láminas carbonosas. C y D. Lodolitas laminadas con bioturbación horizontal. E. Areniscas muy finas laminadas y con abundante materia orgánica. F y G. Areniscas con un alto contenido de fósiles de moluscos fracturados y mezcla de fragmentos más gruesos de arena y gránulos. H e I. Arcillolitas con laminación plana paralela y ocasionales intercalaciones arenosas. | 27 |
| Figura 15. A y B. areniscas muy finas con laminación plana paralela y láminas carbonosas. C. areniscas muy finas con laminación ondulosa marcada por láminas carbonosas. D. Arenisca muy fina a la base con laminación flaser y al techo con laminación ondulosa. E. restos de bivalvos en una capa de arenisca muy fina. F. Arenisca muy fina con laminación inclinada planar. G. Limolita con restos de conchas intensamente bioturbada. H. arenisca con abundantes restos de conchas, bioturbada. I. areniscas con restos de hojas y fragmentos carbonosos..... | 29 |
| Figura 16. A, B y C. areniscas muy finas con laminación plana paralela y flaser cuando se intercala con lodolitas, abundantes fragmentos carbonosos. D, E, F y G. Areniscas muy finas con laminación ondulosa y plana paralela, abundantes láminas carbonosas las cuales se presentan en diferentes proporciones en cada una de las fotos presentadas. H e I. Areniscas muy finas con laminación plana paralela intercaladas con láminas muy delgadas de lodolitas..... | 30 |
| Figura 17. A, B, C, D, E y F. facies típicas de la Formación Porquera donde se presentan arcillolitas con un alto contenido de microfósiles y con un fracturamiento característico en el pozo estudiado..... | 32 |
| Figura 18. A y B. Intercalaciones de areniscas muy finas y arcillolitas, laminadas. C. Areniscas con laminación ondulosa. D. Areniscas con contactos erosivos. E y F. Arcillolitas laminadas. Presentan estructuras ball and pillow. G. Limolitas con laminación levemente ondulosa. H. Intercalaciones de areniscas y arcillolitas con laminación ondulada, bioturbación y estructuras de deformación. I. Areniscas con laminación plana paralela y láminas carbonosas..... | 34 |
| Figura 19. A. Arenisca muy fina con abundantes fragmentos carbonizados. B y C. Areniscas muy finas con laminación inclinada planar y delgadas intercalaciones | |

| | |
|---|----|
| arcillosas. D. Intercalaciones arcillolita-arenisca con estructuras de derrumbamiento. E, F, G y H. Arcillolitas con un alto contenidos de microfósiles, fracturadas. I. Arcillolitas con pseudonodulos..... | 36 |
| Figura 20. Distribución de los análisis isotópicos y multi-elementales en la Formación Toluviejo (pozo P8), enfatizando en la Formación Toluviejo objeto de este estudio..... | 41 |
| Figura 21. Distribución a lo largo de la columna de la Formación Ciénaga de Oro (P16) de los análisis isotópicos de Sr, C y O, además de las relaciones multi-elementales para el pozo P16. Adicionalmente se grafica el %TOC. | 42 |
| Figura 22. Distribución de los análisis isotópicos y multi-elementales a lo largo del pozo P18. Se grafica adicionalmente el %TOC. | 43 |
| Figura 23. Relaciones isotópicas para los tres unidades estudiadas con respecto a la curva mundial de Sr para el Eoceno-Mioceno (tomada de McArthur et al., 2004). | 47 |
| Figura 24. Relaciones multi-elementales e isotópicas obtenidas para los tres pozos estudiados. | 48 |
| Figura 25. Composiciones isotópicas de Sr obtenidas en este trabajo para la Formación Toluviejo dibujadas con respecto a la curva mundial para el Eoceno Tardío-Oligoceno temprano. Obsérvese la mala correlación entre los análisis presentados y los globales..... | 49 |
| Figura 26. Composiciones isotópica de Sr obtenidas para la Formación Ciénaga de Oro (pozo P16) en este trabajo dibujadas con respecto a la curva mundial para el Oligoceno-Mioceno temprano. | 50 |
| Figura 27. Composiciones isotópicas de Sr obtenidas para la Formación Porquera (pozo P18) con respecto a la curva mundial para el Mioceno Temprano. | 52 |
| Figura 28. Asociaciones faciales y tendencias para la Formación Ciénaga de oro y Porquera en el pozo P16. | 57 |
| Figura 29. Asociaciones de facies y tendencias determinadas para las formaciones Ciénaga de Oro y Porquera en el pozo P18. | 58 |
| Figura 30. Modelo depositacional para la Formación Ciénaga de Oro. | 59 |
| Figura 31. Modelo depositacional para la Formación Porquera. | 59 |
| Figura 32. Correlación de los ciclos estratigráficos presentes en las formaciones Ciénaga de oro y Porquera. Obsérvese la diacroneidad de los tres ciclos estratigráficos determinados para los dos pozos estudiados. | 62 |
| Figura 33. Modelo esquemático donde se representa el marco paleogeográfico en el que ocurrió la sedimentación de los ciclos I y II determinados en este estudio. | 63 |
| Figura 34. Modelo esquemático que representa las condiciones paleogeográficas al momento de la sedimentación del ciclo III..... | 64 |

| | |
|---|----|
| Figura 35. Relaciones isotópicas de C y O obtenidas para el pozo P8 comparadas contra el ODP pozo 522 (Salamy and Zachos, 1999)..... | 69 |
| Figura 36. Comparación de las relaciones de C y O obtenidas para los pozos P16 y P18 con respecto al pozo 999 del ODP, ubicado en la cuenca de Colombia en el Caribe (Tomado de Mutti, 2001). | 69 |
| Figura 37. Correlación quimioestratigráfica de las formaciones Ciénaga de Oro y Porquera en los pozos P16 y P18. La línea magenta representa una superficie de correlación quimioestratigráfica la cual puede representar una evento isotópico de posibles implicaciones regionales y la cual marca una edad cercana a ~21.5Ma. 70 | 70 |
| Figura 38. Relación de los análisis isotópicos de Carbono con respecto al porcentaje de TOC para la Formación Ciénaga de Oro (rombos azules) y Porquera (triángulos verdes). Obsérvese la alta cantidad de C presente en la Formación Ciénaga de Oro..... | 71 |
| Figura 39. Profundidad de los basamentos y configuración de las dos subcuencas presentes en el Valle Inferior del Magdalena. Modificado de Cediél et al., 2007 en Montes et al., 2010. | 73 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 1. Litofacies determinadas para las formaciones Ciénaga de Oro y Porquera. Se presentan altamente cementadas y con mezcla de fragmentos de moluscos fracturados, además de concreciones calcáreas | 19 |
| Tabla 2. Composiciones isotópicas y multielementales para las muestras de carbonatos estudiadas. | 40 |
| Tabla 3. Edades calculadas a partir de la relación $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, utilizando "Look-up table Version 4: 08/04. | 51 |
| Tabla 4. Asociaciones de facies determinadas para las formaciones Ciénaga de oro y Porquera. | 53 |

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1A. Columna estratigráfica para el pozo P16 con determinación de ciclos de corta duración

ANEXO 1B. Columna estratigráfica para el pozo P18 con determinación de ciclos de corta duración.

1. RESUMEN

La cuenca del Cinturón Plegado del San Jacinto y la sub cuenca del San Jorge en el Valle Inferior del Magdalena son consideradas hoy en día como fronteras exploratorias por la industria petrolera. La falta de estudios multi-disciplinarios del registro sedimentológico Cenozoico de estas cuencas ha limitado la construcción de cuadros cronostratigráficos y estratigráficos secuenciales de alta resolución para las mismas.

Este trabajo de maestría reporta los estudios sedimentológico, estratigráfico y quimioestratigráficos realizados en las formaciones. Ciénaga de Oro y Porquera en el Cinturón Plegado de San Jacinto y el Valle Inferior del Magdalena y la Formación Toluviejo del Cinturón Plegado de San Jacinto.

A partir de correlaciones quimio y bioestratigráficas se establece que parte de la Formación Ciénaga de Oro se depositó sincrónicamente con la parte inferior de la Formación Porquera. De esta manera mientras ocurría la depositación de en ambientes influenciados por mareas en el lado occidental de la cuenca del Valle Inferior del Magdalena hacia el lado oriental ocurría la depositación en un ambiente marino de plataforma.

Se determinaron tres ciclos estratigráficos para estas unidades. El primero iniciando desde el Oligoceno hasta el Aquitaniano mostrando ciclos agradacionales y segmentos somerizantes, el segundo ciclo que inicia de edad Aquitaniano representa inundación de áreas continentales y formación de ambientes estuarinos en una cuenca con mayor espacio de acomodación, y el tercer ciclo que inicia en el Aquitaniano en las secciones orientales y el Burdigaliano hacia el occidente presenta tendencias de profundización asociados a un nivel muy alto del mar y un alto espacio de acomodación en la cuenca.

A partir del estudio estratigráfico y de la buena resolución temporal se concluye que la duración de los ciclos así como su distribución en la cuenca están relacionadas a la tectónica del NW de los Andes y en particular a la forma en que se movieron los bloques que conforman el basamento del Valle Inferior del Magdalena y como estos generaron el espacio de acomodación necesario para la depositación de las unidades sediementarias.

2. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

2.1. INTRODUCCION

La cuenca del Valle Inferior del Magdalena y la cuenca Sinú-San Jacinto son de gran interés para la industria petrolera debido a su potencial de generación de hidrocarburos convencionales y no convencionales.

En este trabajo de grado se presentan los resultados obtenidos a partir de la integración análisis quimioestratigráficos, sedimentológicos y estratigráficos realizados en tres pozos someros perforados en el Cinturón Plegado de San Jacinto (CPSJ) y el Valle Inferior del Magdalena (VIM) en el norte de Colombia (**Figura 1, Figura 2**), con el fin de determinar los cambios en los ambientes y ciclos sedimentarios relacionados principalmente a procesos tectónicos, subsidencia, cambios en el espacio de acomodación y el nivel base. Una de las importancias de este trabajo es la localización en el sector sur del Cinturón plegado de San Jacinto, en el anticlinorio de San Jerónimo (**Figuras. 2, 3 y 4**) donde muy pocas exposiciones de roca se presentan y en donde pocos pozos han sido perforados y la información geológica es difusa. Este trabajo resalta las ventajas del uso de multiherramientas en el análisis de cuencas sedimentarias. Igualmente introduce el uso de la quimioestratigrafía de isótopos de estroncio, carbono y oxígeno en carbonatos, como una técnica novedosa para la datación y estudio de las cuencas sedimentarias.

2.2. OBJETIVOS

2.2.1. Objetivo general

Realizar el análisis estratigráfico para las sucesiones sedimentarias del intervalo Oligoceno Tardío-Mioceno temprano del Valle inferior del Magdalena a partir de la integración de herramientas geoquímicas para evaluar la evolución del relleno sedimentario en la cuenca y relacionar sus características a los posibles efectos tectónicos en las características genéticas de las sucesiones sedimentarias del NW de Colombia.

2.2.2. Objetivos específicos

1. Relacionar cambios en las características secuenciales con variaciones seculares de los isótopos estables de Sr, C y O en carbonatos biogénicos.
2. Enmarcar estos resultados dentro la evolución del Caribe y del noroccidente de Suramérica.
3. Desarrollar un estudio diagenético a partir de las señales químicas e isotópicas de las sucesiones a ser estudiadas y de esta manera poder vislumbrar la influencia de la diagénesis en la calidad de las muestras utilizadas para los análisis isotópicos.

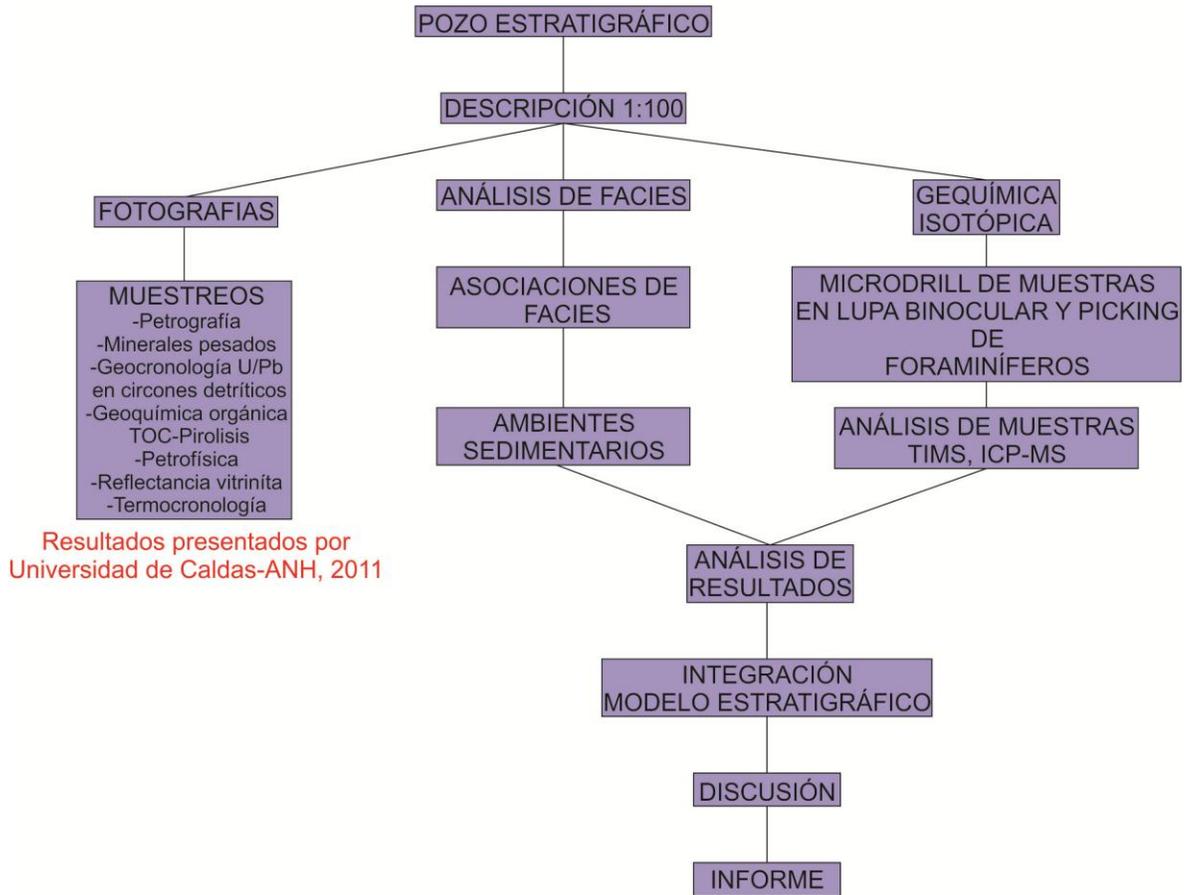


Figura 1. Diagrama de flujo en el cual se muestran la metodología utilizada para la realización de este trabajo de investigación

3. LOCALIZACION Y GEOLOGIA REGIONAL

Los pozos estudiados fueron perforados en el Norte de Colombia entre los departamentos de Sucre (P8) municipio de Chalán y el departamento de Córdoba (P16 y P18) en el sector de El Contenido del municipio de Pueblo Nuevo (**Figura 2**). Geológicamente se encuentran ubicados en el Cinturón Plegado de San Jacinto (P8) y el límite entre este y la sub-cuenca de San Jorge (P16 y P18; **Figuras 3, 4**).

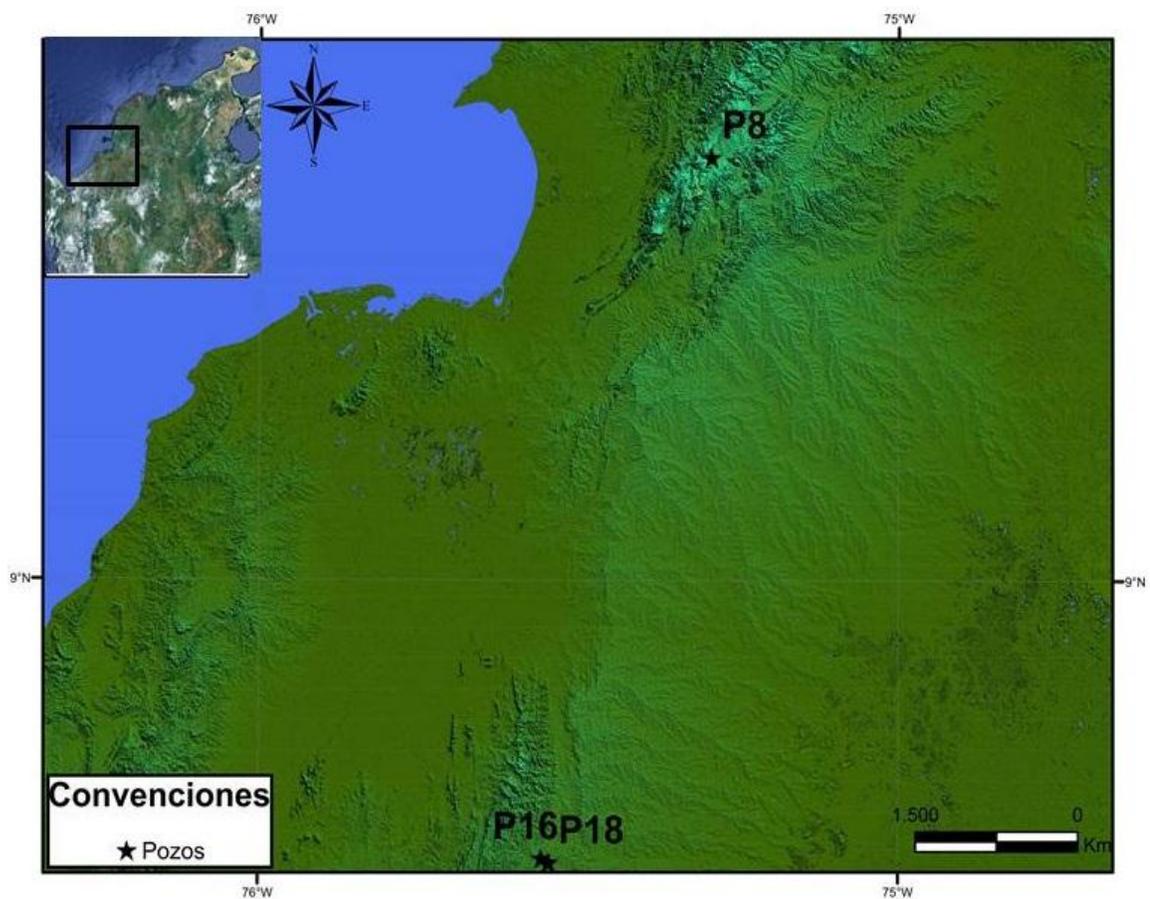


Figura 2. Localización de los pozos estudiados en el sector norte de Colombia.

3.1. GEOLOGIA REGIONAL

3.1.1. MARCO TECTÓNICO

El margen Caribe colombiano ha evolucionado en el Cenozoico a partir de la continua interacción con la Placa Caribe (Pindell et al. 1998; Cediell et al. 2003; Pindell et al, 2005; Montes et al. 2005; Mantilla et al., 2009; Cardona et al., 2009, 2010, 2011 a, 2011b; Weber et al., 2010). La migración hacia el este-noreste de esta placa oceánica formada en el Pacífico y sus márgenes donde fueron construidos arcos intra-oceánicos, originó una serie de eventos colisionales transpresionales del tipo arco-continente o plateau-continente que presentan un extenso registro a lo largo de la margen ecuatoriana y colombiana (e.g. Moreno y Pardo, 2003, Pindell et al, 2005, Cardona et al., 2009; 2010; Weber et al., 2010;). La migración de la placa Caribe ha resultado en una compleja historia tectónica que involucra regímenes transpresivos, subducción, extensión, acreción e inversión tectónica. En el noroccidente colombiano la convergencia entre el Caribe y Suramérica ha formado dos prismas acrecionarios: el prisma acrecionario fósil, que incluye la parte más oriental de la cuña acrecionaria Sinú-Colombia y el Cinturón Plegado de San Jacinto, que es asumido de edad Cretácico Tardío-Mioceno medio, y el prisma acrecional activo de edad Mioceno tardío-Reciente, que corresponde a la parte externa de la cuña acrecional Sinú-Colombia (e.g. Duque-Caro, 1984, Toto and Kellog, 1992, Mantilla et al., 2009, **Figuras 3 y 4**). Los diferentes modelos evolutivos llevan a plantear que este sector ha sido generado por un complejo de subducción con predominio de acreción.

Estudios regionales sugieren que la placa Caribe comienza su subducción contra el borde suramericano durante el Cretácico Tardío. En el margen noroccidental de Suramérica se genera un prisma de acreción, en el que se depositaron las unidades más antiguas del Cinturón Plegado de San Jacinto. En el Eoceno Tardío la placa Caribe cambia su desplazamiento hacia una dirección oriental, originando un cambio en el régimen tectónico hacia condiciones transpresivas, las cuales controlan las primeras fases de subsidencia y formación de espacio de acomodación hacia la cuenca del Valle Inferior del Magdalena (Reyes et al., 2004, Mantilla, 2007; Mantilla et al., 2009; Montes et al., 2010). En el Oligoceno temprano la tasa de movimiento entre Suramérica y el Caribe disminuye generando subsidencia y progradación de la sedimentación hacia el nuevo prisma de acreción y se genera fallamiento normal y expansión hacia las cuencas del Valle Inferior del Magdalena-VIM (Reyes et al., 2004; Mantilla et al., 2009, Arminio et al., 2011). En el Oligoceno tardío aumenta la tasa de convergencia entre Suramérica y el Caribe (Pindell and Kennan 2009), este evento se registra en el levantamiento de varios sectores del norte de Suramérica, además de rotación de bloques y formación de cuencas sedimentarias, igualmente de un aumento en la generación de espacio de acomodación (Reyes et al., 2004; Mantilla et al., 2009; Montes et al., 2010). Adicionalmente este periodo puede representar la primera interacción del arco de Panamá con la margen suramericana (Farris et al., 2011, Montes et al., 2012). Hacia el Mioceno medio-Tardío se presentan pulsos tectónicos regionales y se da un cambio regional de ambientes marinos profundos

a ambientes someros y continentales (Duque-Caro, 1990; Dueñas y Duque-Caro, 1981; Reyes et al., 2004, Arminio et al., 2011).

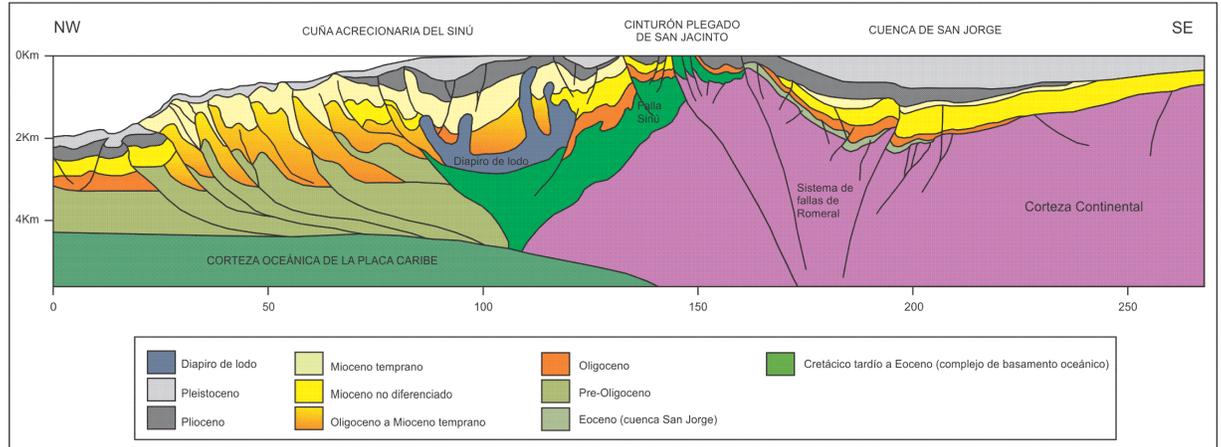


Figura 3. Corte a lo largo de los cinturones que conforman el margen caribeño colombiano. Modificado de Mantilla-Pimiento, 2007. La orientación de esta línea sísmica es similar a la Línea Sísmica Regional Tras-Andina de la ANH.

3.1.2. REVISIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS UNIDADES ESTUDIADAS DEL CINTURÓN PLEGADO DE SAN JACINTO Y LA CUENCA DE SAN JORGE

El Cinturón Plegado de San Jacinto (**Figuras 3 y 4**) se encuentra en la parte norte de Colombia, en una franja de dirección general N20E, con una longitud aproximada de 360 Km. y un ancho promedio de 20 Km (Caro and Spratt, 2003). Está limitado al oriente por la falla Romeral la cual lo separa de la sub-cuenca de San Jorge y el Plato, y al occidente por la falla del Sinú la cual lo separa del Cinturón del Sinú. El Cinturón Plegado de San Jacinto se presenta subdividido por una serie de lineamientos en dirección N50W, siendo uno de los más importantes la falla de Sucre en la región sur del cinturón, el cual separa el anticlinorio de San Jerónimo al sur, del anticlinorio de San Jacinto al norte. El registro sedimentario de los cinturones plegados de Sinú-San Jacinto comienza en el Cretácico con los depósitos marinos profundos de la formación Cansona (Guzmán, 2007, **Figura 5**). Estos depósitos suprayacen un basamento oceánico caracterizado por flujos basálticos, aglomerados y depósitos de ceniza. Por encima de esta se presenta la Formación San Cayetano, predominantemente siliciclástica, con algunos niveles fosilíferos, y con presencia esporádica de carbones y paleosuelos formadas en ambientes transicionales (Universidad de Caldas-ANH, 2009, **Figura 5**). Esta unidad está suprayacida por calizas y areniscas calcáreas de la Formación Toluviejo y la sincrónica Formación Chengue, la cual consiste de carbonatos someros arrecifales con un amplio rango de ambientes sedimentarios y fábricas (Guzmán, 2007; Universidad de Caldas-ANH, 2009, **Figura 5**).). Esta unidad es

suprayacida por las Formaciones Ciénaga de Oro (secuencias siliciclásticas de ambientes transicionales) y la Formación Porquera depositada en ambientes de plataforma, y con un alto contenido de fósiles de foraminíferos (Dueñas y Duque, 1981; Guzmán, 2007, Universidad de Caldas-ANH, 2009, **Figura 5**).

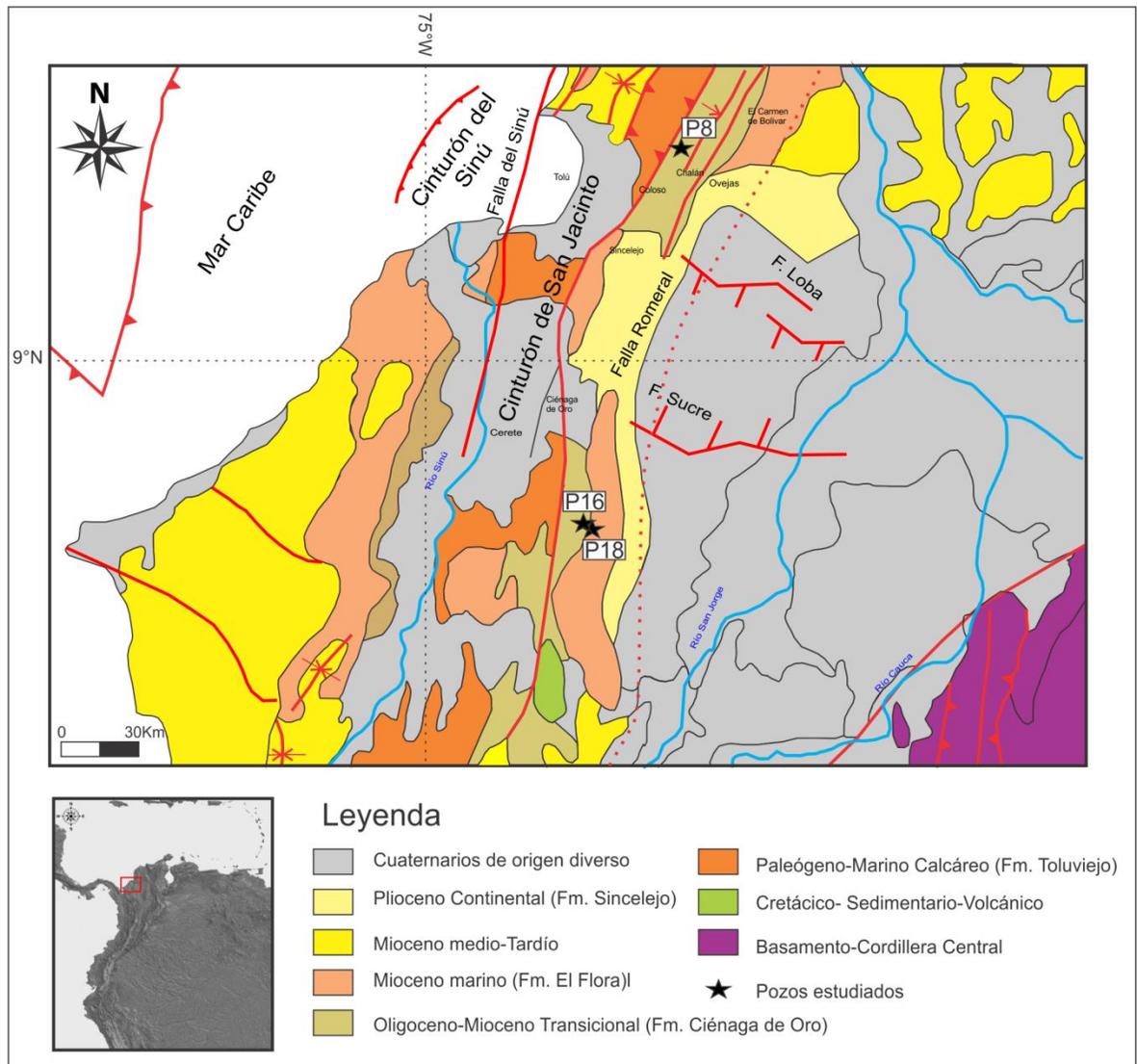


Figura 4. Mapa Geológico del sector NW de Colombia. Modificado de Ingeominas, 2007.

3.1.2.1. Basamento Cretácico

La falla de Romeral ha sido tradicionalmente interpretada como el límite entre dos bloques con basamentos contrastantes. Al oriente un basamento continental que presenta tanto intrusiones de cuerpos magmáticos, como eventos deformativos de escala regional (e.g. Mantilla et al., 2009) y al occidente un basamento con

afinidad oceánica producto de la interacción con la placa Caribe. Dueñas y Duque, (1981) describen en el Municipio de Planeta Rica (Córdoba) un cuerpo peridotítico y cerca de la región de Nuevo Paraíso un cuerpo consistente de basaltos andesíticos asociados localmente a diabasas. En conjunto debido a su posición estratigráfica postulan una edad para estas rocas entre el Cenomaniano y el Maastrichtiano. Asociados a estas se presentan rocas sedimentarias de la Formación Cansona la cual consiste en lutitas intercaladas con chert y algunas capas de conglomerados compuestos por fragmentos volcánicos e intercalaciones de diabasas y diques de rocas ígneas. Esta unidad ha sido interpretada como producto de la depositación en un ambiente marino profundo (Dueñas y Duque, 1981; Guzmán et al., 2004), o por otra parte formada en ambientes marinos someros.

3.1.2.2. Formación Tolujejo

Esta es una unidad relativamente conocida en el cinturón Plegado de San Jacinto ya que con sus unidades correlativas corresponden con la depositación de unidades calcáreas arrecifales sobre paleoaltos del Cinturón Plegado de San Jacinto. La unidad se compone de una serie de calizas con abundantes macroforaminíferos y microfósiles de algas, intercaladas con areniscas con abundante glauconita y margas (Guzmán et al., 2004). Las edades postuladas para esta unidad van del Eoceno medio al Oligoceno temprano (**Figura 5**; Guzmán et al., 2004; Guzmán, 2007; Universidad de Caldas-ANH, 2009). Presenta contactos discordantes tanto a la base como al techo y su génesis esta relacionada a una depositación en un ambiente marino somero de aguas tranquilas, aunque se reportan cambios en las condiciones depositacionales en sentido oriental-occidental (Guzmán et al., 2004), además de ser sincrónica con la Formación Chengue compuesta por rocas de grano fino y depositadas en un ambiente marino de mayor profundidad.

3.1.2.3. Formación Ciénaga de Oro

Dueñas y Duque (1981), indican que la referencia original de esta unidad es inédita y que el primer trabajo en que se nombra es el trabajo de Duque (1973), el cual llama Formación Ciénaga de Oro a una sucesión aflorante en la carretera Montería-Planeta Rica, la cual está constituida de areniscas, ocasionalmente conglomeráticas, las cuales se intercala con lodolitas grisáceas, carbonosas y capas de carbón (e.g. Dueñas y Duque, 1981; Guzmán et al., 2004; Flinch, 2003), además de presentarse localmente calizas y restos de conchas de moluscos. Son comunes los cambios laterales de facies principalmente en dirección sur-norte (Dueñas y Duque, 1981). Flinch, 2003, indica que esta unidad presenta forma de cuña, lo cual es confirmado en mapas isopacos. La Formación Ciénaga de Oro fue depositada entre un ambiente deltaico con influencia de mareas y un ambiente marino somero. Los diversos estudios realizados indican un rango temporal que

abarca el Eoceno tardío al Mioceno Temprano (Dueñas y Duque, 1981; Guzmán et al., 2004; Reyes et al., 2004; Universidad de Caldas-ANH, 2009; 2011). Presenta a la base una discordancia angular que la separa de la Formación San Cayetano y es suprayacida en concordancia por la Formación Porquera.

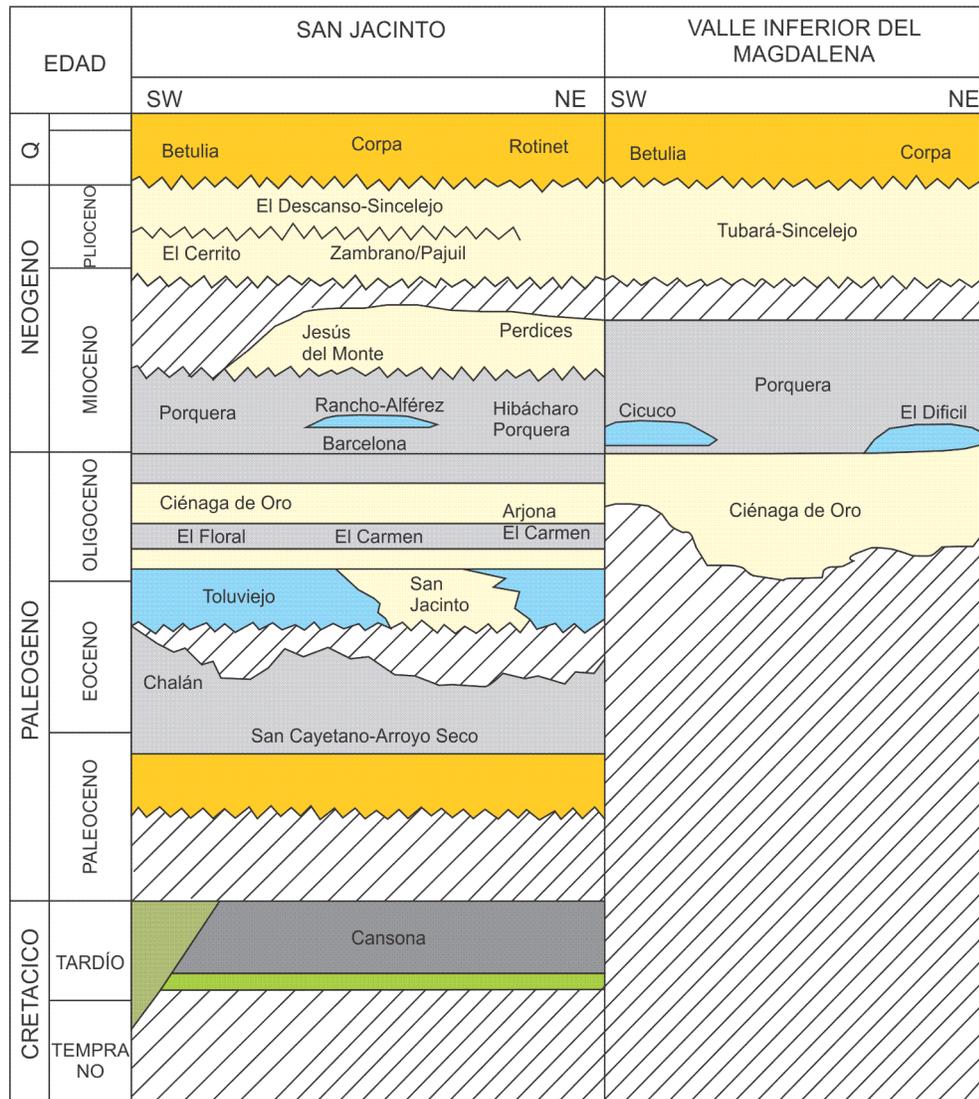


Figura 5. Diagrama cronoestratigráfico para el Cinturón Plegado de San Jacinto y la cuenca del Valle Inferior del Magdalena. Modificado de Flinch, 2003; Guzmán, 2007; Universidad de Caldas-ANH, 2009; 2011; Cardona et al., in press.

3.1.2.4. Formación Porquera

Esta unidad fue posiblemente definida en trabajos de empresas petroleras los cuales son inéditos, y la primera referencia se remonta al trabajo de Petters (1954, en Guzmán et al., 2004). Posteriormente ha sido referida en diversos trabajos geológicos realizados en el Caribe colombiano (e.g. Dueñas y Duque, 1981). La edad estimada es de Oligoceno al Mioceno Temprano (Dueñas y Duque, 1981;

Guzmán et al., 2004; Universidad de Caldas-ANH, 2009, 2011) y se diferencia en su edad de la Formación El Carmen la cual litológicamente es similar, pero está distribuida en secciones al norte. Está compuesta por shales con concreciones calcáreas, abundantes microfósiles (foraminíferos y nanofósiles calcáreos) y macrofósiles, y una relativa homogeneidad a lo largo de la sucesión (Dueñas y Duque, 1981; Guzmán et al., 2004; Universidad de Caldas-ANH, 2009, 2011, Rosero et al., 2011). Para esta unidad se plantea que la sedimentación ocurre en un ambiente marino de plataforma externa a interna (Martínez, 2011) hasta profundidades abisales (Dueñas y Duque, 1984), conclusiones hechas a partir de estudios de foraminíferos.

4. ESTADO DEL ARTE

4.1. MARCO BIOESTRATIGRÁFICO

4.1.1. Formación Toluviejo- Pozo P8

El pozo P8 (**Fig. 2 y 5**) perforó las formaciones San Cayetano, Toluviejo y Ciénaga de Oro. En este estudio sólo se analizaron muestras de la Formación Toluviejo la cual está compuesta por capas muy gruesas de areniscas y calizas (wackestones, packstones y grainstones) bioclásticas con abundantes macro-foraminíferos (nummulites y lepidocyclinas principalmente), oncolitos y rodolitos, moluscos, equinodermos entre otros. Ocasionalmente se presentan intercalaciones de lodolitas con abundantes fósiles. La sedimentación ocurre en una zona protegida sobre el nivel de acción de olas, en la parte interna a media de una rampa de carbonatos (Universidad de Caldas-ANH, 2009).

La base bioestratigráfica es tomada del trabajo de Universidad de Caldas-ANH (2009), el cual determina para la formación Toluviejo las zonas de foraminíferos platónicos P17 a P19 y las zonas de nanofósiles calcáreos NP23 a NP20, las cuales indican, en conjunto una edad entre el Priaboniano y el Rupeliano (Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano) (**Figura 6**).

4.1.2. Formación Ciénaga de Oro. Pozo P16

El pozo P16 (**Figuras 2 y 5**) perforó las formaciones Ciénaga de oro y Porquera, aunque sólo la primera fue objeto de análisis quimioestratigráficos para este pozo. La sucesión sedimentaria de la formación Ciénaga de Oro se compone por capas gruesas de areniscas masivas con abundantes bioclastos, intercaladas con capas granodecrecientes de areniscas laminadas a la base y al techo con abundante material carbonoso. Este segmento es suprayacido por una sucesión dominada por lodolitas con abundantes intercalaciones de areniscas laminadas, bajo contenido de fósiles de moluscos y una alta proporción de fragmentos y láminas de material carbonoso, en la cual posiblemente se generó un mayor espacio de acomodación. La porción inferior es interpretada como el resultado de la depositación en ambientes transicionales (deltaicos y llanuras mareales) con alta influencia marina. El segmento superior se deposita en llanuras deltaicas con abundante preservación de materia orgánica, además de una amplia diversidad de facies (Rosero et al., 2011, Universidad de Caldas-ANH, 2011).

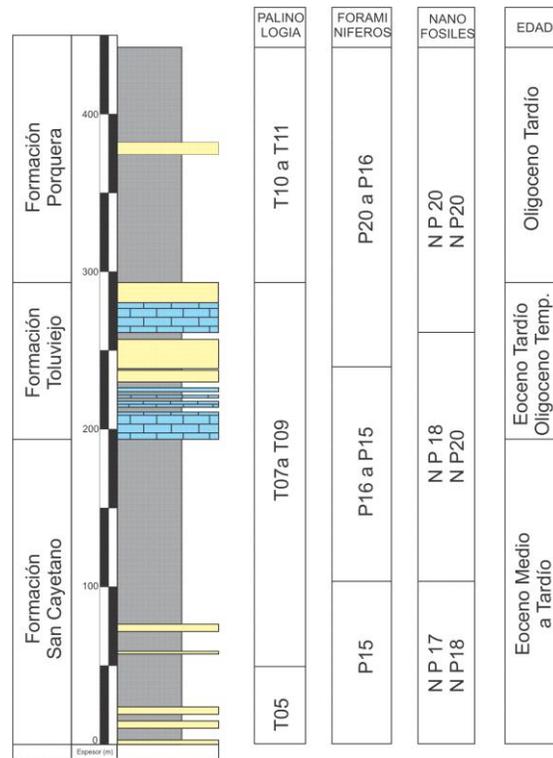


Figura 6. Bioestratigrafía de la Formación Tolúviejo (pozo P8) y edad bioestratigráfica obtenida (análisis tomados de ANH-Universidad de Caldas, 2009).

El soporte bioestratigráfico para este pozo es tomado de Universidad de caldas-ANH (2011), el cual determina las biozonas de nanofósiles calcáreos NN1 y NN2, mientras que los foraminíferos presenta abundante retrabajamiento y no es posible determinar biozona alguna. Para este pozo en conjunto se determina una edad Aquitaniano para la Formación Ciénaga de oro (**Figura 7**).

4.1.3. Formación Porquera- Pozo P18

El pozo P18 (**Fig. 2 y 5**) perforó las formaciones Ciénaga de oro y Porquera. La Formación Porquera está constituida por una espesa sucesión de lodolitas calcáreas con una alta proporción de foraminíferos bentónicos y plantónicos, además de moluscos, cangrejos y equinodermos, los cuales se encuentran intercalados hacia los niveles superiores con capas muy gruesas de areniscas calcáreas con una alta proporción de glauconita y microfósiles (Rosero et al., 2011; Universidad de Caldas-ANH, 2011).

La bioestratigrafía de foraminíferos indica para la base de la Formación Porquera las biozonas de *Paragloborotalia Opima* y *Paragloborotalia Pseudokugleri*, las cuales son indicativas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, aunque debido al alto retrabajamiento en este intervalo podrían marcar una edad más antigua que la real. Sobre este intervalo se presentan las biozonas de *Paragloborotalia Kugleri* a

Foshella Peripheroronda, las cuales son indicativas de una edad entre el Aquitaniano y el Langhiano (Universidad de Caldas-ANH, 2011). Los nanofósiles calcáreos son más consistentes en este pozo y presentan las biozonas NN2 a NN4, las cuales en conjunto confirman una edad entre el Aquitaniano y el Langhiano para la Formación Porquera (**Figura 8**).

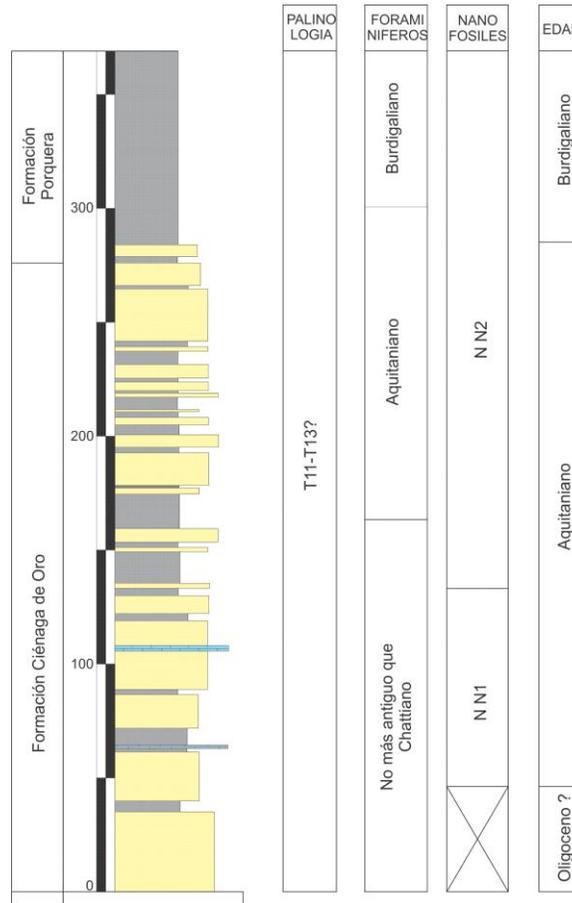


Figura 7. Análisis bioestratigráficos de la Formación Ciénega de Oro (pozo P16) y edad bioestratigráfica obtenida (Tomado de Universidad de Caldas-ANH, 2011).

4.2. QUMIOESTRATIGRAFÍA COMO HERRAMIENTA DE CORRELACIÓN

Los isótopos de estroncio han sido ampliamente utilizados como una herramienta cronológica complementaria a la bioestratigrafía, en rocas de diversas edades geológicas. Estudios empíricos y experimentales han demostrado que la composición de estroncio del agua del mar se conserva en los carbonatos a nivel global (e.g. Burke et al., 1982). Debido al alto tiempo de residencia del estroncio (aproximadamente 1 Ma.) con respecto al tiempo de mezcla del agua del mar, el

cual es de aproximadamente 1500 años, origina que el estroncio siempre esté bien mezclado con respecto a la composición isotópica del mar en periodos de tiempo que exceden el tiempo de depositación de los carbonatos marinos. Adicionalmente esta composición ha variado y presenta aumentos y descensos a lo largo del tiempo debido al balance entre el estroncio radiogénico ^{87}Sr que se deriva de la meteorización de rocas ígneas diferenciadas continentales y el estroncio no radiogénico (^{86}Sr) que predomina en rocas oceánicas volcánicas y fuentes mantélicas (**Figura. 9**; Veizer and Compston, 1974; 1976; Burke et al., 1982; Koepnick et al., 1985; Veizer et al., 1999; entre otros).

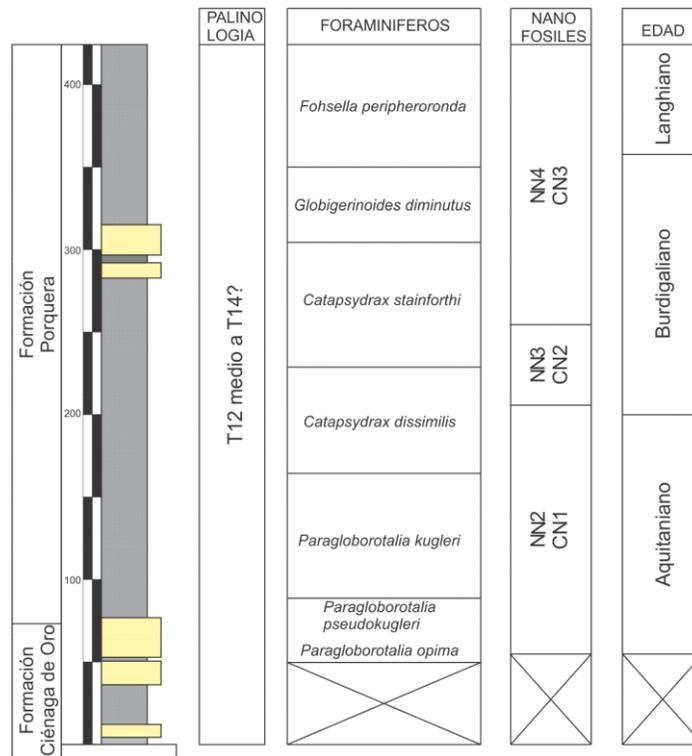


Figura 8. Análisis bioestratigráfico de la Formación Porquera (pozo P18) y edad bioestratigráfica obtenida (tomada de Universidad de Caldas-ANH, 2011).

La variación en la composición isotópica de Sr ha sido interpretada como resultado de la meteorización de dos fuentes con contenidos de estroncio contrastantes. Contenidos altos de estroncio son producto de meteorización de la corteza continental para la cual se ha establecido un promedio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.718, mientras que la corteza oceánica presenta valores promedio de 0.703. Las rocas calcáreas presentan un promedio de 0.708, por lo que su meteorización no representa un efecto mayor en la variación de la relación isotópica debido a que está en el rango promedio de valores para este tipo de materiales entre $0.7067 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7091$ durante el Fanerozoico (Burke et al., 1982). De esta manera las variaciones en las relaciones isotópicas se relacionan con procesos tectónicos responsables de formación de orógenos o responsables de la expansión del fondo

oceánico (Hodell et al., 1991, Hodell and Woodruff, 1994). Por otra parte varios autores sugieren que importantes eventos paleoclimáticos en el Cenozoico (como la formación y fusión de glaciares en la Antártica) pudieran ser responsables de las variaciones en la composición isotópica (e.g. Oslick, et al., 1994; Zachos et al., 1999) ya que estos originan meteorización de corteza continental con un alto contenido de estroncio radiogénico. Otras explicaciones se han postulado como los cambios en los patrones de meteorización de la corteza (Francois and Walker, 1992) lo cual está relacionado a la tectónica, el clima y la litología de las rocas meteorizadas.

Por otra parte la relación isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos han sido igualmente utilizadas como herramientas correlativas y utilizadas en quimioestratigrafía isotópica (e.g. Veizer et al., 1999), principalmente para correlacionar sedimentos en una misma cuenca o cuencas cercanas. En general las variaciones en la composición isotópica del carbono proveen un registro de los cambios en la fracción de carbono orgánico enterrado a través del tiempo. de esta manera variaciones seculares de la composición isotópica de C del agua de mar refleja diferencias en las tasas de meteorización y enterramiento de carbono orgánico en el substrato marino (Kump and Arthur, 1999). Los isotopos de O tienen amplios usos como trazadores de climas pasados, y como indicadores de alteración diagenética (Veizer et al., 1997; Veizer et al., 1999).

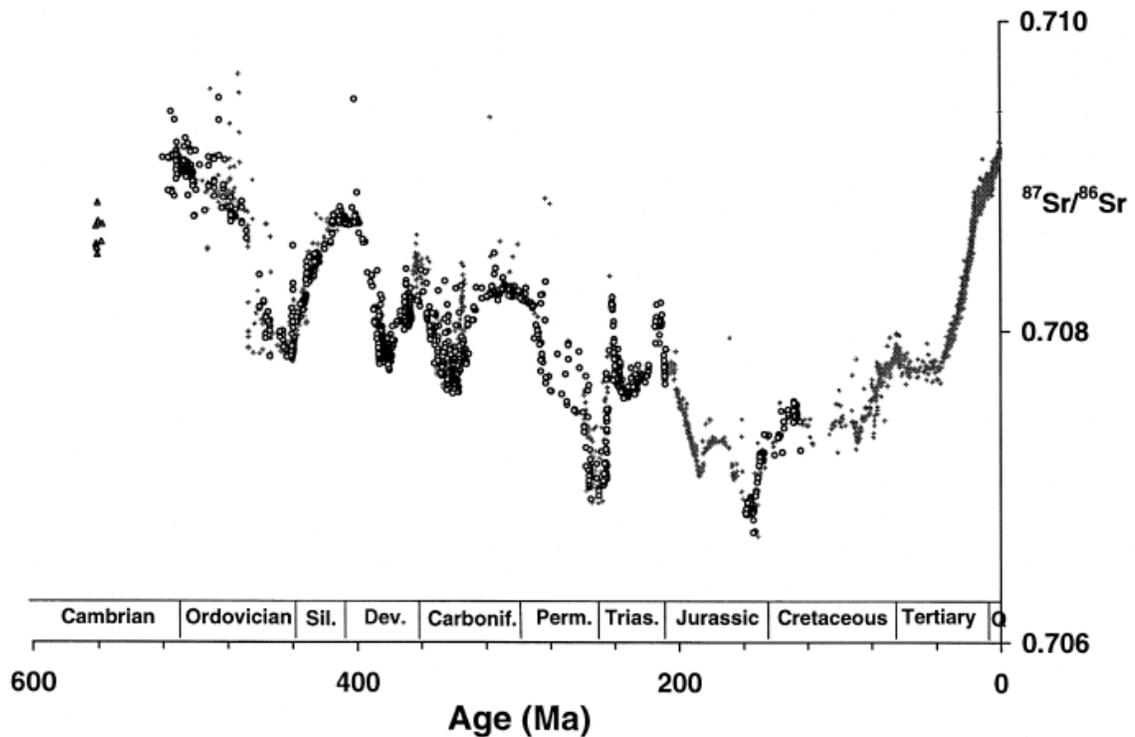


Figura 9. Variación en la relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el Fanerozoico (Tomada de Veizer et al., 1999).

5. METODOS Y MATERIALES

Para el análisis sedimentológico y estratigráfico de las unidades sedimentarias estudiadas se tomaron dos pozos estratigráficos, P16 y P18 (**Fig. 2 y 4**) perforados por la ANH y descritos en la Litoteca Nacional en el municipio de Piedecuesta, Santander. Los pozos fueron descritos a una escala de 1:100, donde se realizó un análisis detallado de su litología, estructuras sedimentarias, contenido fósil y otras características sedimentológicas, además de realizarse un muestreo semi-detallado para una diversidad de análisis, resultados que se presentan en el trabajo Universidad de Caldas-ANH (2011, disponible on-line). Posterior al levantamiento, las columnas se pasaron a otros formatos para facilitar su presentación en esta tesis. Para estos pozos se hace primero una descripción sedimentológica y facial similar a la empleada por Miall (1996) y presentada en la **Tabla 1**, las cuales se incluyen luego en asociaciones de facies (**tabla 4**) las que representan elementos geomorfológicos (e.g. barras, canales, llanuras, etc.) que son elementos componentes de un ambiente sedimentario. Las diferencias ambientales determinadas para cada formación permiten definir tendencias granocrecientes y granodecrescentes, así como tendencias somerizantes y profundizantes, las cuales son la clave para la definición de patrones de apilamiento y finalmente ciclos estratigráficos, los que son interpretados como representativos de las variaciones entre las tasas de creación de espacio de acomodación y las tasas de sedimentación. Debido a la complejidad tectónica y a la falta de líneas sísmicas con una resolución igual a la de los pozos perforados, no se puede determinar la geometría de las capas estudiadas ni sus terminaciones, las cuales son claves para los análisis estratigráficos secuenciales. Por tanto en estos pozos sólo se definen ciclos regresivos y transgresivos determinados a partir de las tendencias faciales, y se correlacionan a partir de bioestratigrafía (Universidad de Caldas-ANH, 2011), y los análisis isotópicos presentados en este trabajo.

Para los análisis isotópicos se tomaron muestras de los tres pozos estratigráficos anteriormente mencionados. De la Formación Toluviejo (P8) se tomaron muestras de packstones y grainstones de oncolitos y rodolitos, sin apariencia macroscópica de alteración diagenética y en los cuales se tomó una suma correspondiente a varios fragmentos aloquímicos sin tomar partes del cemento. De la Formación Ciénaga de oro (P16) se tomaron muestras de bivalvos de conchas gruesas y delgadas los cuales macroscópicamente no presentan ningún rasgo de alteración diagenética, y microscópicamente presentan sus estructuras primarias conservadas (Universidad de Caldas-ANH, 2011). Las muestras de la Formación Porquera (P18) corresponden a una suma de foraminíferos plantónicos para análisis de Sr y bentónicos para C y O, los que fueron separados usando métodos estándar para separación de foraminíferos y luego separados manualmente

extrayendo los especímenes con concha translúcida y sin sobrecrecimientos o rasgos de alteración diagenética.

Para la realización de análisis quimioestratigráficos se siguió la metodología de Silva et al. (2005). Para análisis de estroncio se tomaron muestras de conchas de bivalvos y oncolitos microperforados y muestras de foraminíferos plantónicos. Se tomaron entre 0,1 y 1 gr. de carbonato. Para determinar la composición de estroncio, 5mg. de carbonatos pulverizadas fueron disueltas en ácido acético ultralimpio 0,5M para lavado y centrifugado de manera que se pueda obtener estroncio purificado. El rubidio y el estroncio fueron separados de las soluciones lavadas por técnicas estándar de intercambio iónico. A continuación se usaron entre 500 a 1000 ng. de estroncio purificado, los cuales fueron cargados en un filamento de Tantalio con $1\mu\text{m H}_3\text{PO}_4$, para análisis en un espectrómetro de masas de ionización térmica (TIMS). Análisis de elementos mayores y traza de las muestras de carbonatos fueron realizados usando un espectrómetro de masas acoplado a plasma (ICP-MS). Los análisis fueron realizados en los laboratorios de la Universidad de Arizona en Tucson durante el 2011 y el 2012.

Para los análisis de C y O. las muestras de carbonatos se reaccionaron con ácido ortofosfórico al 100% durante 12 horas a 25°C . El CO_2 obtenido de esta reacción fue extraído en una línea de extracción de alto vacío por medio de un lavado criogénico de acuerdo a los métodos de Craig (1957). Las muestras de CO_2 fueron analizadas para isótopos C y O en un espectrómetro de masas de fuente gaseosa con doble entrada y multicolectores (Sira II) en el laboratorio de Isótopos estables (NEG-LABISE) en el departamento de Geología de la Universidad de Pernambuco, Brasil, en el año de 2012. Los valores son reportados en la notación $\delta^{13}\text{C}$ per mil en relación al estandar (pdb)

El cálculo de edades a partir de isótopos de Sr en rocas carbonáticas aprovecha la gran cantidad de estudios realizados en secciones Cenozoicas a nivel global y la gran variabilidad de la composición isotópica a través del tiempo, lo que hace que la curva generada a partir de estas composiciones presente valles y crestas. Los periodos de mayor pendiente son los de mayor resolución temporal y en los que no hay mayor variación son los de peor resolución. Hodell & Woodruff, 1994, plantean que el error de la edad estimada es controlado por la tasa de incremento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y el encaje de la regresión lineal, la exactitud de las medidas, la precisión de la correlación con la curva global y la integridad de las muestras. En este trabajo se utiliza al "Look up table de McArthur et al., 2001; y McArthur and Howarth, 2004, la cual permite convertir directamente composiciones isotópicas de Sr en edades numéricas (para mejor entendimiento del método revisar las referencias anteriormente citadas).

6. RESULTADOS

6.1 SEDIMENTOLOGIA DE LOS POZOS ESTUDIADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir del estudio sedimentológico de los pozos P16 y P18 que perforaron las formaciones Ciénaga de Oro y Porquera.

6.1.1. SEDIMENTOLOGÍA DEL POZO P16-FORMACIONES CIÉNAGA DE ORO Y PORQUERA

El pozo P16 perforó un total de 368,42m. estratigráficamente pertenecientes a las formaciones Ciénaga de Oro en la parte más profunda del pozo, y la Formación Porquera hacia la parte somera de este. Estas dos unidades son contrastantes tanto litológica como ambientalmente. La descripción de este pozo se hace a continuación y sigue una división hecha por facies (**Tabla 1**) e intervalos de rocas relacionadas las cuales se presentan en el **ANEXO 1A**.

Intervalo 1 (0-6,3m- Formación Ciénaga de Oro): corresponde con capas muy gruesas de areniscas de tamaño de grano finas y muy finas, con mezcla de fragmentos tamaño guijo y gránulo, y selección moderada. Estas capas presentan intercalaciones arcillosas y carbonosas con laminación flaser y ondulada. Hacia la parte superior del intervalo las areniscas presentan laminación ondulosa. Abundante bioturbación de tipo horizontal en la parte inferior del intervalo. Abundantes fragmentos carbonizados y restos de plantas. (**Figura 10-A a D**).

Intervalo 2 (6,3-16,15m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por capas muy gruesas de areniscas muy finas altamente cementadas y con alta proporción de microfósiles de moluscos. Las areniscas se presentan masivas de bien a moderadamente seleccionadas. Ocasionales láminas de materia orgánica irregulares y fragmentos carbonizados (**Figura 10-E a G**).

Intervalo 3 (16,15-24,64m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por capas de areniscas medias y finas con gradación normal y a la base del intervalo laminación plana paralela. Hacia la parte media se presentan algunas conchas de moluscos altamente fracturadas, además de fragmentos carbonizados de plantas. Hacia la parte superior del intervalo es común la bioturbación con icnofósiles verticales de tamaños centimétricos. (**Figura 10- H-I**).

Intervalo 4 (24,64-30,19m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo compuesto por areniscas gruesas con gradación normal a finas y hacia el techo una proporción alta de limo, así como de fragmentos de arena gruesa y muy gruesa.

Intervalo 5 (30,19-35,05m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo compuesto por una capa muy gruesa de arenisca gruesa con gradación normal a muy fina, presenta laminación plana paralela hacia la parte media, y hacia la parte superior laminaciones onduladas y una mayor proporción de láminas e intercalaciones muy delgadas carbonosas y lodosas. **(Figura 10-A-B).**

Tabla 1. Litofacies determinadas para las formaciones Ciénaga de Oro y Porquera. Se presentan altamente cementadas y con mezcla de fragmentos de moluscos fracturados, además de concreciones calcáreas

| CODIGO | LITOFACIES | INTERPRETACION |
|-----------------|--|--|
| Cm | Conglomerado matriz soportado | Flujos de escombros pseudo plásticos |
| Am | Arenisca masiva | Flujos hiperconcentrados, rápida depositación de areniscas en corrientes de turbidez de alta densidad. U homogenización por acción de organismos bioturbadores. |
| Am (c) | Arenisca masiva calcárea | Flujos hiperconcentrados, rápida depositación de arenitas en corrientes de turbidez de alta densidad las cuales mezclan bioclastos los cuales son fracturados durante el proceso de transporte. Posibles tempestitas. |
| Ao | arenisca con laminación ondulosa | Ondulitas como producto de depositación en régimen de flujo inferior |
| App | arenisca con laminación plana paralela | Formas de fondo transversales y lingüoides (dunas en 2D) |
| Afl | arenisca con laminación flaser | Depositación bajo condiciones hidráulicas fluctuantes, acción de corrientes o de oleaje donde ocurre acumulación alterna de arena y sedimentos finos. |
| Ai | arenisca con laminación inclinada | Relleno de marcas de base, dunas o antidunas. |
| Fm | Lodolitas masivas/bioturbadas | Depósitos de desborde, canales abandonados o depositación a partir de suspensión en zonas tranquilas. |
| Fm(c) | Lodolitas masivas calcáreas | Depositación por suspensión en fondos tranquilos |
| Fpp | Lodolitas con laminación plana paralela | Sedimentación a partir de suspensión sobre un fondo plano |
| Fo | lodolita con laminación ondulosa | Depósitos de desborde, canales abandonados o fases finales de inundaciones. |
| C | Carbón o lodolitas carbonosas | Depósitos de pantanos con vegetación en condiciones húmedas. |
| lpp | intercalaciones areniscas-lodolitas con laminación plana paralela | Depositación en condiciones fluctuantes de energía, en regímenes altos de energía con cambios de condiciones de flujo y de eventos rápidos de depositación, bajo flujos laminares. |
| lo | intercalaciones areniscas-lodolitas con laminación ondulada (wavy) | Depositación en condiciones fluctuantes donde se da acumulación de sedimentos por tracción y por suspensión, sometidas a la acción de corrientes unidireccionales u oscilatorias en condiciones de regímenes de flujo bajos. |
| lle | intercalaciones areniscas-lodolitas con laminación lenticular | Fluctuaciones en la intensidad de la corriente y/o por variaciones en el suministro de sedimento. |

| CODIGO | LITOFACIES | INTERPRETACION |
|--------|---|--|
| Im | intercalaciones areniscas-lodolitas masivas | Fluctuaciones en la intensidad de la corriente o por variaciones en el suministro de sedimento |
| Pk | Packestone masivo | Acumulación mecánica de conchas en ambientes de alta energía con remanentes de lodo terrígeno. |

Intervalo 6 (35,05-50,28m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo compuesto por lodolitas arenosas masivas, con alta proporción de conchas de moluscos fracturados que se presentan concentrados en la capa, así como esparcidos, fragmentados y otros bien preservados. Hacia el techo disminuye la proporción de conchas de moluscos y aumenta la proporción de fragmentos siliciclásticos. **(Figura 11-C a E).**

Intervalo 7 (50,28-56,21m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por una capa muy gruesa de arenisca fina con leve gradación inversa a arenisca media, la cual a la base presenta laminación plana paralela y ondulosa, además de laminación inclinada de baja ángulo marcada por material carbonoso (restos de hojas y fragmentos carbonizados). Este intervalo se presenta bioturbado levemente. **(Figura 11-F a H).**

Intervalo 8 (56,21-71,64m- Formación Ciénaga de Oro): Intervalo espeso compuesto por intercalaciones de lodolitas levemente arenosas calcáreas, y areniscas con un alto contenido de cemento calcáreo y abundantes microfósiles. Hacia la parte media del intervalo se presenta un Packstone de fósiles centimétricos compuesto de moluscos. A la base del intervalo son comunes las laminaciones planas paralelas y levemente ondulosas y hacia la parte superior aumenta la bioturbación (moteado distinto). En los sectores lodosos además de moluscos se presentan espículas de equinodermos y restos de crustáceos **(Figura 11-I y Figura 12-A-B).**

Intervalo 9 (71,64-86,42m- Formación Ciénaga de Oro): constituido por capas muy gruesas de areniscas muy finas con cemento calcáreo, así como fragmentos de bioclastos tanto fracturados como completos y ocasionalmente concentrados en sectores puntuales de la capa. Algunas de las conchas se presentan piritizadas. Común bioturbación en toda la capa. **(Figura 12-C-D).**

Intervalo 10 (86,42-88,69m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo de poco espesor compuesto por facies heterolíticas de areniscas y lodolitas, las cuales presentan laminación plana paralela y lenticular. Comunes fragmentos carbonizados y láminas de material carbonoso. **(Figura 12-E)**



Figura 10. Fotos representativas del pozo P16. **A y B.** Areniscas con fragmentos carbonosos. **C y D.** estratificación flaser, y trazas de bioturbación. **E y F.** areniscas con una alta proporción de cemento calcáreo y restos de conchas de moluscos, bioturbada. **G.** aspecto de los bivalvos encontrados en las facies de areniscas con cemento calcáreo. **H e I.** Características de la bioturbación de tipo vertical presentadas en facies arenosas.

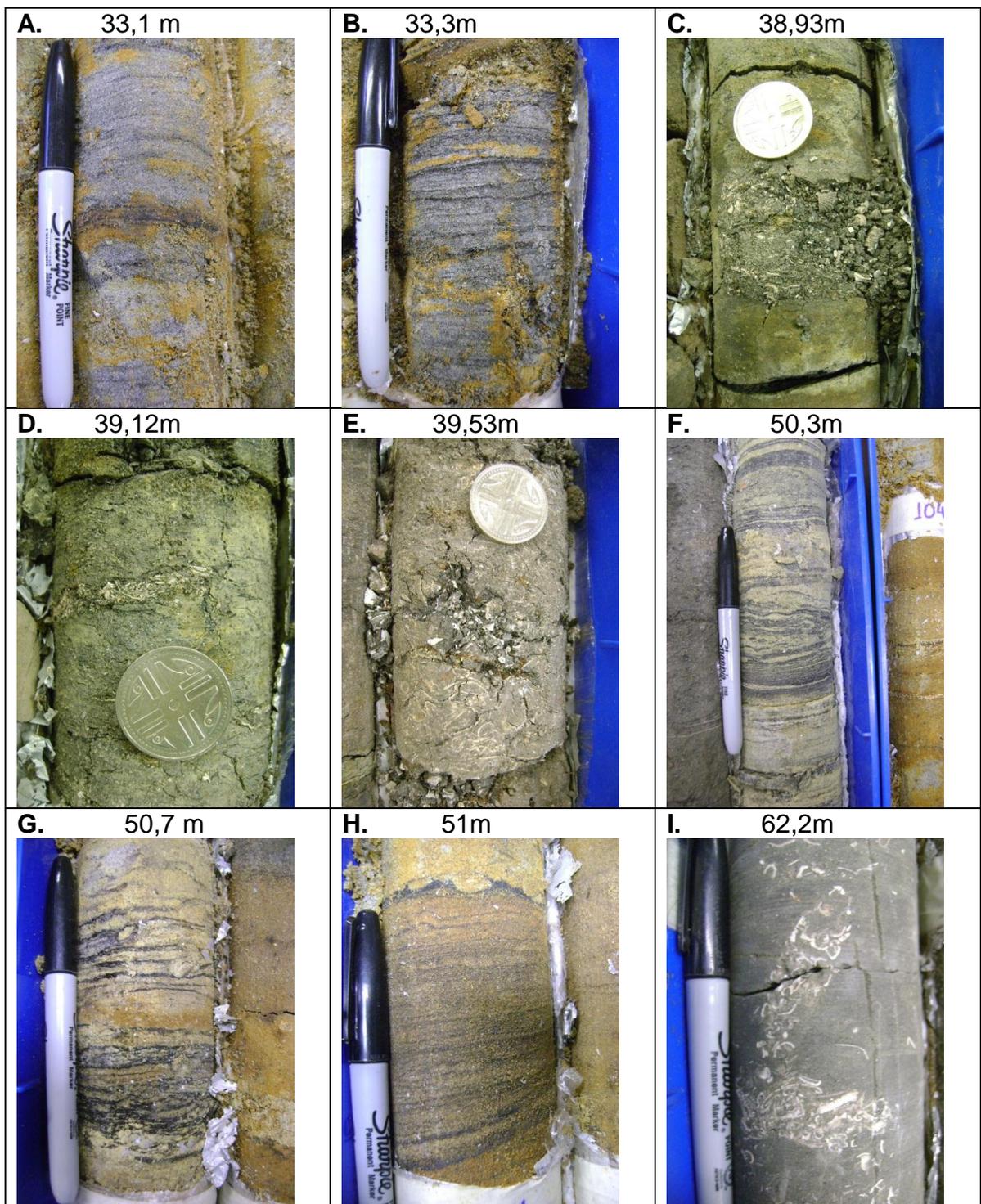


Figura 11. A y B. laminación plana paralela marcada por laminas carbonosas y lodosas. C, D y E. Lodolitas arenosas con concentraciones de conchas de moluscos generalmente fracturadas. F, G y H. areniscas y lodolitas laminadas, con una alta concentración de material carbonoso. I. concentraciones de conchas de moluscos posiblemente relleno de madrigueras verticales.

Intervalo 11 (88,69-99,16m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo compuesto por capas gruesas y muy gruesas de areniscas de grano fino y muy fino con un alto contenido de cemento calcáreo y fragmentos de bioclastos de moluscos fracturados y completos, esparcidos en la capa, además de presencia en menor proporción de fragmentos carbonizados. A la base son comunes las laminaciones planas paralelas.

Intervalo 12 (99,16-121,88m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo espeso compuesto por capas de areniscas de grano fino con un alto contenido de cemento calcáreo las cuales gradan a lodolitas calcáreas, y en la parte media del intervalo Packstone de moluscos. Las capas de areniscas presentan un alto contenido de fragmentos de moluscos y ocasionalmente láminas de material carbonoso las cuales presentan laminaciones planas paralelas, en estas es común la presencia de bioturbación de tipo horizontal y con madrigueras ocasionalmente centimétricas. Las capas lodosas presentan una importante mezcla de material arenoso así como un alto contenido de moluscos, los cuales disminuyen hacia la parte superior del intervalo. **(Figura 12-F a I y Figura 13-A-B).**

Intervalo 13 (121,88-124,87m- Formación Ciénaga de Oro): la base de este intervalo está marcada por un contacto erosivo y se compone por areniscas de grano medio a fino con ocasionales intercalaciones de láminas lodosas. Este intervalo presenta laminación plana paralela, ondulosa e inclinada de bajo ángulo. En los sectores donde se presentan intercalaciones lodosas se presenta laminación ondulada. Es común la presencia de restos de materiales carbonizados y bioturbación ocasional. **(Figura 13-B-F).**

Intervalo 14 (124,78-133m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por areniscas finas y muy finas mezcladas con fragmentos tamaño guijo fino de cuarzo, las cuales gradan hacia la parte superior a limolitas levemente arenosas, con un alto contenido calcáreo. Las capas de areniscas presentan fragmentos de moluscos fracturados esparcidos en la capa, así como las capas de limolitas. Bioturbación común. **(Figura 13-G-H).**

Intervalo 15 (133-153,24m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo espeso compuesto por capas muy gruesas y gruesas de lodolitas con intercalaciones de capas gruesas, medias y delgadas de areniscas. En la base de este intervalo se presentan areniscas con base erosiva y con un alto contenido de fragmentos de guijos finos y fragmentos rotos de moluscos, los cuales gradan a lodolitas con intercalaciones de láminas de areniscas y con laminaciones planas paralelas y lenticulares, adicionalmente estas litologías presentan un alto contenido de material carbonoso y fragmentos e improntas de hojas. Hacia la parte media y superior del intervalo aumenta el espesor de las intercalaciones arenosas así como su contenido de fósiles de moluscos. ES común la presencia de nódulos arcillosos y concreciones ferruginosas, Bioturbación común **(Figura 13-I y Figura 14-A-E).**



Figura 12. **A y B.** Packstone Bioclástico compuesto por moluscos. **C y D.** concentraciones de moluscos comúnmente fracturados en capas de areniscas muy finas. **E.** Arcillolitas laminadas con algunas intercalaciones de láminas de areniscas. **F.** Areniscas con una alta proporción de moluscos y algunos fragmentos carbonizados. **G.** Packstone bioclástico compuesto por moluscos. **H.** Bioturbación vertical en capa de areniscas con una alta proporción de cemento calcáreo. **I.** Areniscas muy finas con laminación ondulosa y plana paralela, bioturbadas (trazas horizontales).

Intervalo 16 (153,24-159,15m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por areniscas a la base de grano fino y con laminación plana paralela, las cuales pasan hacia la parte superior a areniscas de grano medio mezcladas con guijos de cuarzo y estructura masiva, además de un incremento en el contenido calcáreo hacia la parte superior donde se presentan fragmentos de moluscos fracturados y completos. **(Figura 14-F-G).**

Intervalo 17 (159,15-173,7m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo predominantemente lodoso y con presencia de intercalaciones de capas delgadas y láminas de areniscas finas y muy finas, las cuales forman laminaciones lenticulares, planas paralelas y ocasionalmente onduladas. Las lodolitas presentan un importante contenido de fósiles de moluscos, concreciones calcáreas y concreciones arcillosas. Este intervalo se presenta moderadamente bioturbado. **(Figura 14-H-I y Figura 15-A).**

Intervalo 18 (173,7-185,86m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo principalmente arenoso, aunque a la base presenta intercalaciones de capas medias de lodolitas levemente arenosas. Las diversas capas presentan laminaciones planas paralelas y onduladas ocasionalmente marcadas por laminaciones de material carbonoso, Hacia la parte superior el intervalo se presenta deleznable y no es posible reconocer estructura alguna. Bioturbación baja. **(Figura 15-C-D).**

Intervalo 19 (185,86-192,30m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por areniscas de grano medio y fino con un alto contenido de cemento calcáreo y fragmentos de conchas de moluscos enteros y fracturados. Este intervalo presenta gradación normal. Bioturbación escasa. **(Figura 15-E).**

Intervalo 20 (192.30-194,84m- Formación Ciénaga de Oro): este intervalo está compuesto por lodolitas con leve gradación inversa y aumento en el contenido arenoso hacia la parte superior del intervalo. Presenta láminas carbonosas y localmente laminación plana paralela.

Intervalo 21 (194,84-200,2m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por areniscas finas con estratificación inclinada planar en contacto erosivo con la capa infrayacente y hacia la parte media y superior del intervalo se compone por areniscas de tamaño grueso a medio, con ocasionales intercalaciones de capas delgadas arcillosas. Ocasionalmente presenta mezcla de guijos finos y gránulos. **(Figura 15-F).**

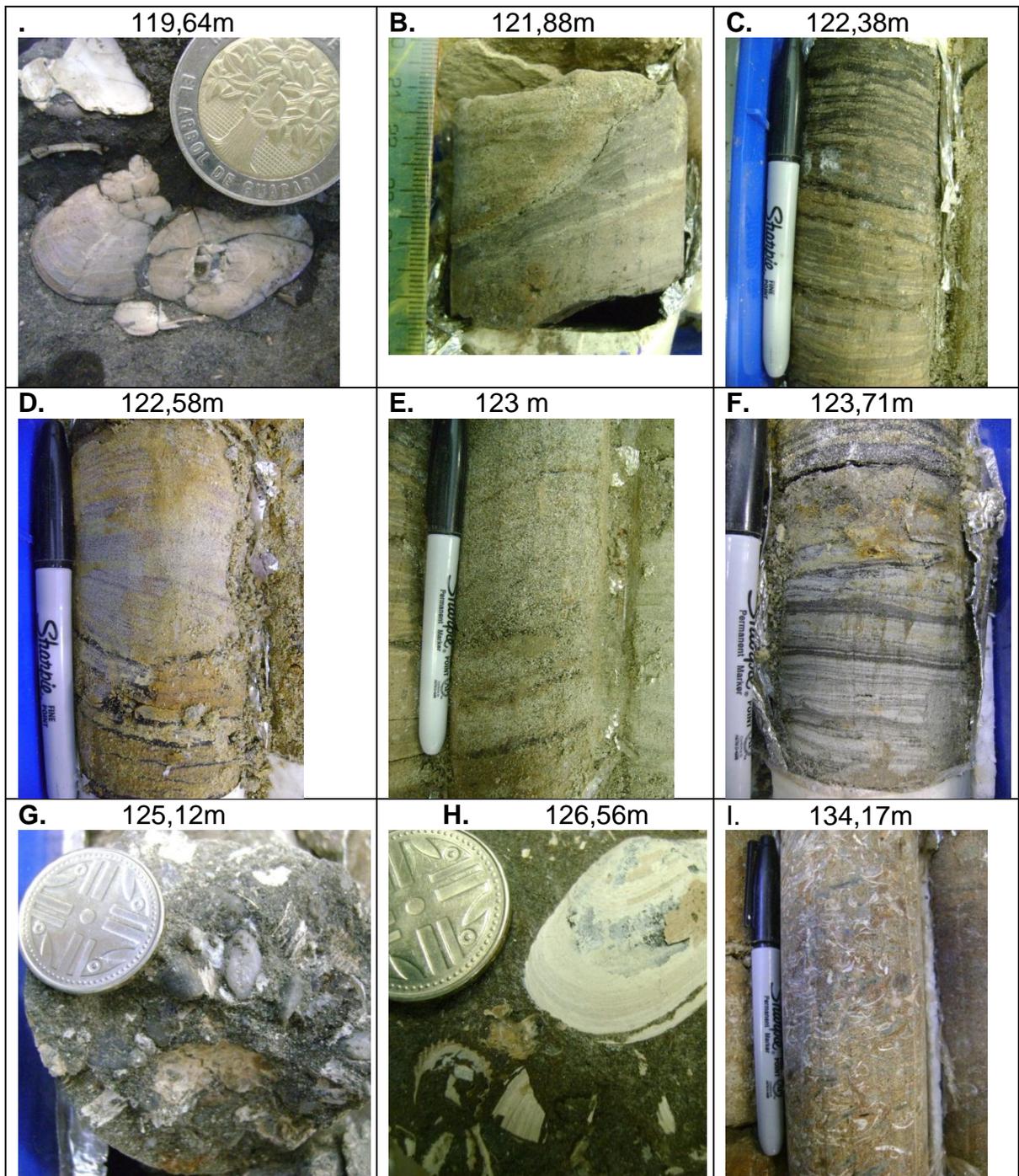


Figura 13. **A.** Bivalvos. **B.** Contacto erosivo entre lodolitas y areniscas. **C.** Areniscas muy finas con laminaciones marcadas por lodolitas y láminas carbonosas. **D.** Laminación inclinada planar y por encima plana paralela. **E.** Laminación inclinada de bajo ángulo. **F.** Laminación plana paralela a levemente flaser. **G, H e I.** Areniscas con una alta proporción de fragmentos rotos de moluscos y mezcla de granos muy gruesos de arena y gránulos.

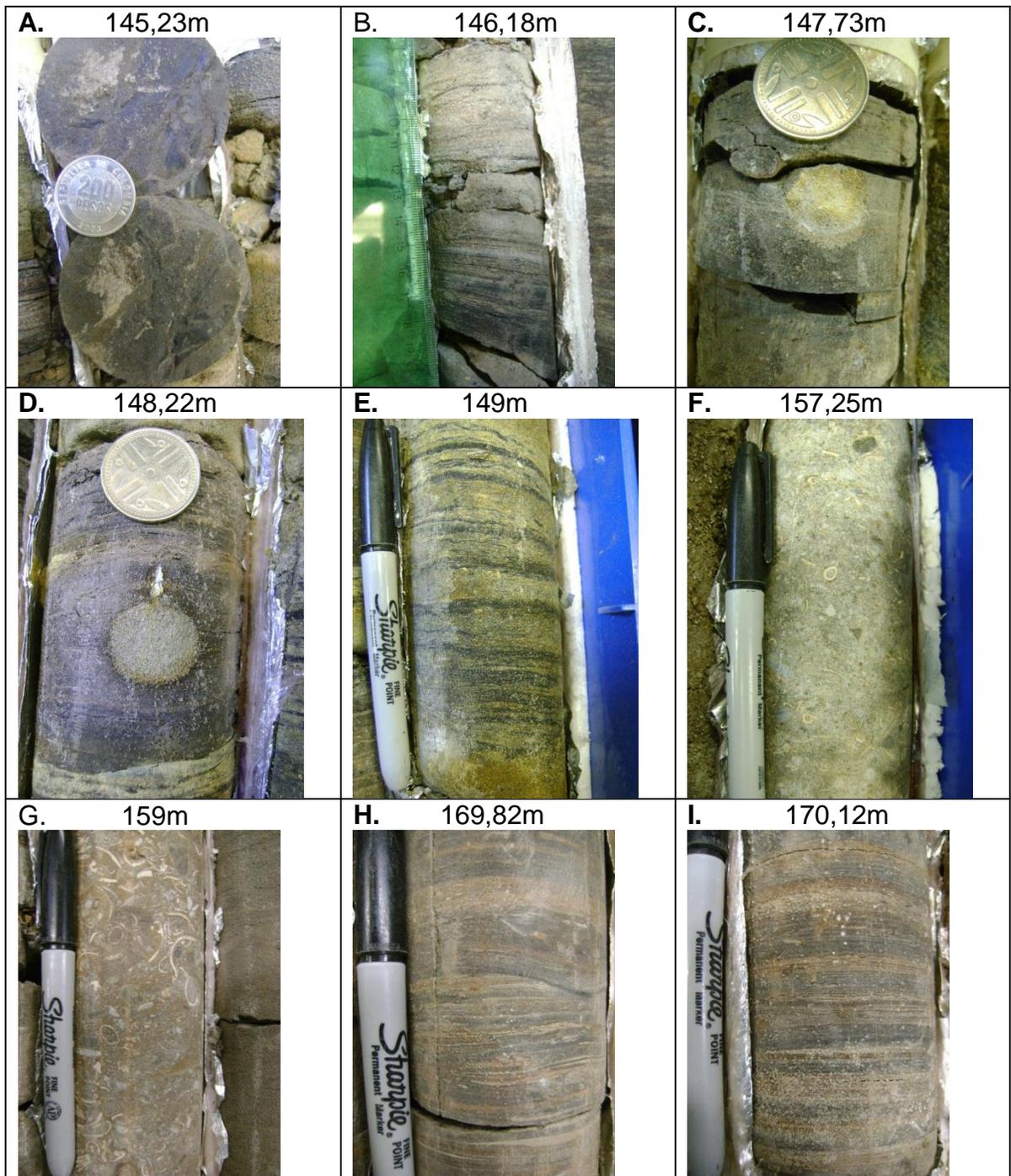


Figura 14. **A.** Fragmentos de hojas y plantas en capas de arcillolitas laminadas. **B.** Areniscas muy finas con laminación plana paralela y abundantes láminas carbonosas. **C y D.** Lodolitas laminadas con bioturbación horizontal. **E.** Areniscas muy finas laminadas y con abundante materia orgánica. **F y G.** Areniscas con un alto contenido de fósiles de moluscos fracturados y mezcla de fragmentos más gruesos de arena y gránulos. **H e I.** Arcillolitas con laminación plana paralela y ocasionales intercalaciones arenosas.

Intervalo 22 (200,2-204,62m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo compuesto por lodolitas calcáreas intensamente bioturbadas y con presencia común de fragmentos tamaño arena muy gruesa y gránulo, además de intercalaciones de capas medias de areniscas muy finas con un alto componente calcáreo. Se presenta una alta cementación de las madrigueras además de presencia de fragmentos de moluscos fracturados (**Figura 15-G-H**).

Intervalo 23 (204,62-207,83m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por areniscas de grano medio con mezclas de guijos y ocasionalmente gradación inversa, además de una delgada intercalación en la parte media del intervalo de arcillolita. Las areniscas ocasionalmente presentan laminación ondulosa. Presenta esporádicamente fragmentos de conchas de moluscos fracturados y fragmentos carbonizados.

Intervalo 24 (207,83-216,78m- Formación Ciénaga de Oro): predominantemente lodoso aunque presenta una significativa proporción de intercalaciones de láminas y capas delgadas y medias de areniscas de grano fino y muy fino. Las capas de este intervalo presentan laminación plana paralela, flaser y ondulosa, además de bioturbación intensa en los diversos intervalos. Adicionalmente presentan restos de moluscos en baja proporción y fragmentos carbonizados, además de laminaciones carbonosas. Algunas de las capas se presentan oxidadas.

Intervalo 25 (216,78-225,07m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto predominantemente por areniscas con intercalaciones de capas medias y delgadas de lodolitas, las cuales se hacen predominantes hacia la parte superior. Las capas de areniscas generalmente presentan gradación normal a lodolitas y laminación ondulosa y ocasionalmente plana paralela, la cual es más común en los intervalos lodosos. Hacia la parte superior se presenta estratificación flaser. Adicionalmente presenta pseudonodulos, fragmentos carbonizados e improntas de hojas. Los intervalos comúnmente se presentan oxidados y con bioturbación variable aunque generalmente alta. **Figura 15-I y Figura 16-A-C**.

Intervalo 26 (225,07-231,11m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por capas muy gruesas de areniscas de grano muy fino y fino con presencia de fragmentos tamaño guijo y gránulo de cuarzo y un alto contenido de cemento calcáreo. En la base y la parte media del intervalo se presenta laminación ondulosa y plana paralela además de intercalaciones muy delgadas de arcillolitas. A la base es común la presencia de fragmentos carbonizados y bioturbación, y hacia la parte superior presenta restos de conchas de moluscos.

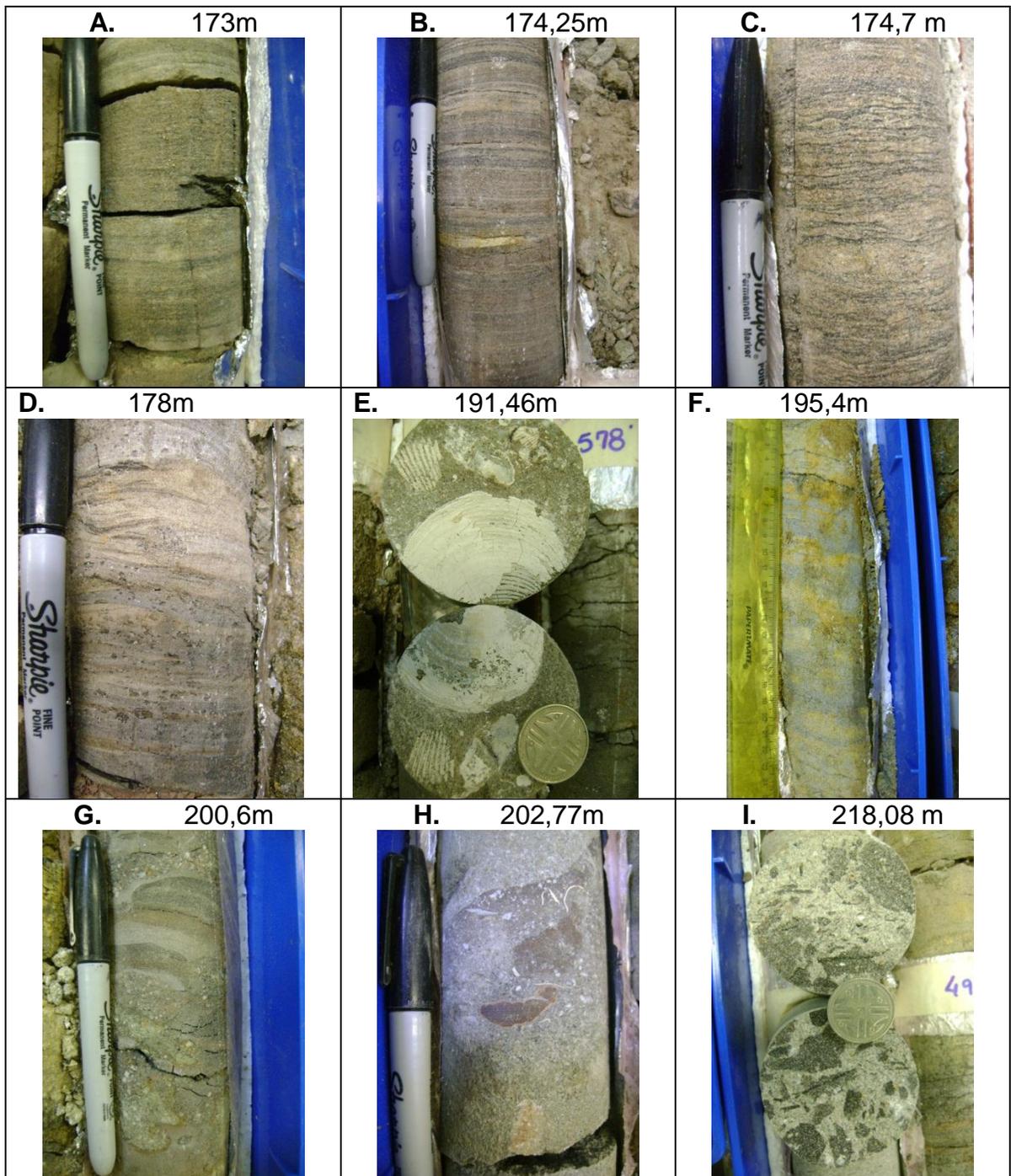


Figura 15. **A y B.** areniscas muy finas con laminación plana paralela y láminas carbonosas. **C.** areniscas muy finas con laminación ondulosa marcada por láminas carbonosas. **D.** Arenisca muy fina a la base con laminación flaser y al techo con laminación ondulosa. **E.** restos de bivalvos en una capa de arenisca muy fina. **F.** Arenisca muy fina con laminación inclinada planar. **G.** Limolita con restos de conchas intensamente bioturbada. **H.** arenisca con abundantes restos de conchas, bioturbada. **I.** areniscas con restos de hojas y fragmentos carbonosos.

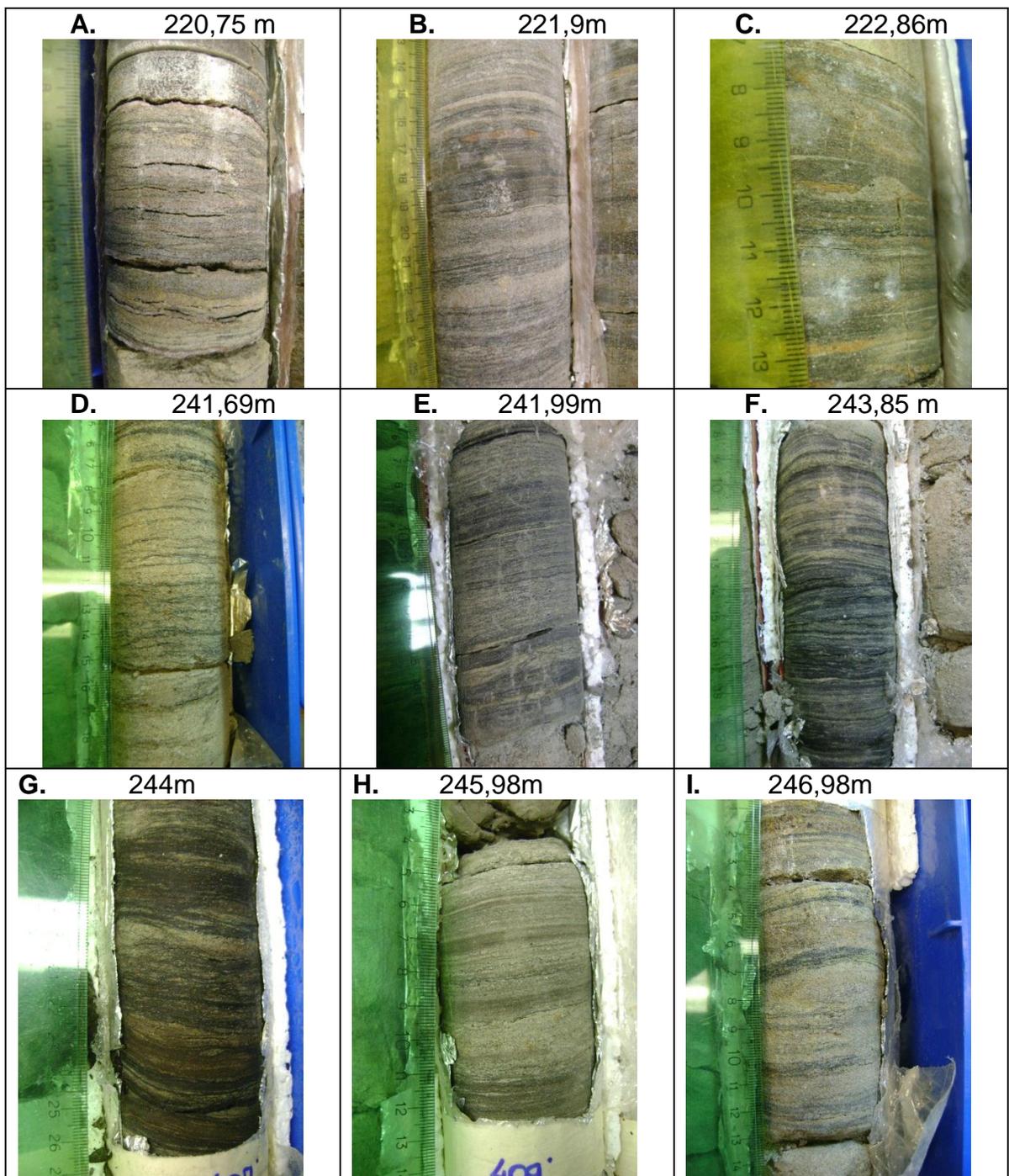


Figura 16. **A, B y C.** areniscas muy finas con laminación plana paralela y flaser cuando se intercala con lodolitas, abundantes fragmentos carbonosos. **D, E, F y G.** Areniscas muy finas con laminación ondulosa y plana paralela, abundantes láminas carbonosas las cuales se presentan en diferentes proporciones en cada una de las fotos presentadas. **H e I.** Areniscas muy finas con laminación plana paralela intercaladas con láminas muy delgadas de lodolitas.

Intervalo 27 (231,11-236,93m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por capas muy gruesas de lodolitas con intercalaciones de capas muy delgadas de areniscas. Hacia la parte inferior es común la presencia de laminaciones levemente onduladas y hacia la parte superior laminación flaser. Bioturbación abundante en todo el intervalo.

Intervalo 28 (236,93-238,84m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por una capa muy gruesa de arenisca fina la cual contiene fragmentos carbonizados.

Intervalo 29 (238,84-244,81m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo compuesto por intercalaciones de capas medias a muy delgadas de areniscas de grano fino y muy fino con lodolitas levemente arenosas. Hacia la parte inferior se presenta un dominio lodoso donde se presentan laminaciones flaser y planas paralelas, este sector se presenta bioturbado y con presencia de fragmentos carbonizados y láminas carbonosas. Hacia la parte media del intervalo aumenta el contenido de areniscas con una leve gradación normal y laminaciones plana paralela, además de un alto contenido carbonoso y laminaciones onduladas, la bioturbación es común en este intervalo. **(Figura 16-D a G).**

Intervalo 30 (244,81-254,52m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por areniscas de grano fino con intercalaciones muy delgadas de lodolitas. Las areniscas comúnmente presentan laminación ondulada y plana paralela, en los sectores donde se presentan intercalaciones lodosas es común la laminación ondulada. Común presencia de material carbonizado así como láminas delgadas de carbón. Bioturbación abundante además de presencia de óxidos de hierro. Localmente presenta laminación inclinada de bajo ángulo. **(Figura 16-H-I).**

Intervalo 31 (254,52-264,18m-Formación Ciénaga de Oro): intervalo compuesto por capas muy gruesas de areniscas de medias a finas con un alto contenido de cemento calcáreo y con mezcla de fragmentos tamaños guijos finos y gránulos los cuales disminuyen hacia la parte superior, la cual localmente presenta laminación plana paralela. En todo el intervalo es común la presencia de fragmentos de conchas de moluscos.

Intervalo 32 (264,18-275,58m-Formación Porquera): compuesta por intercalaciones de areniscas muy finas con un alto contenido de cemento calcáreo y de bioclastos de moluscos, y lodolitas levemente arenosas con un alto contenido calcáreo. Bioturbación local de tipo vertical.

Intervalo 33 (275,58-368,42m-Formación Porquera): intervalo muy espeso y relativamente monótono compuesto a la base por lodolitas calcáreas, y una intercalación media de arenisca fina con cemento calcáreo y restos de moluscos y foraminíferos. La mayor proporción del intervalo está compuesta por lodolitas calcáreas con una altísima proporción de foraminíferos bentónicos y planctónicos, además de espículas de equinodermos, moluscos y crustáceos. Ocasional

piritización de los foraminíferos. Localmente se presentan algunos sectores laminados. Capas con un alto grado de fracturamiento. **(Figura 17-A a F).**

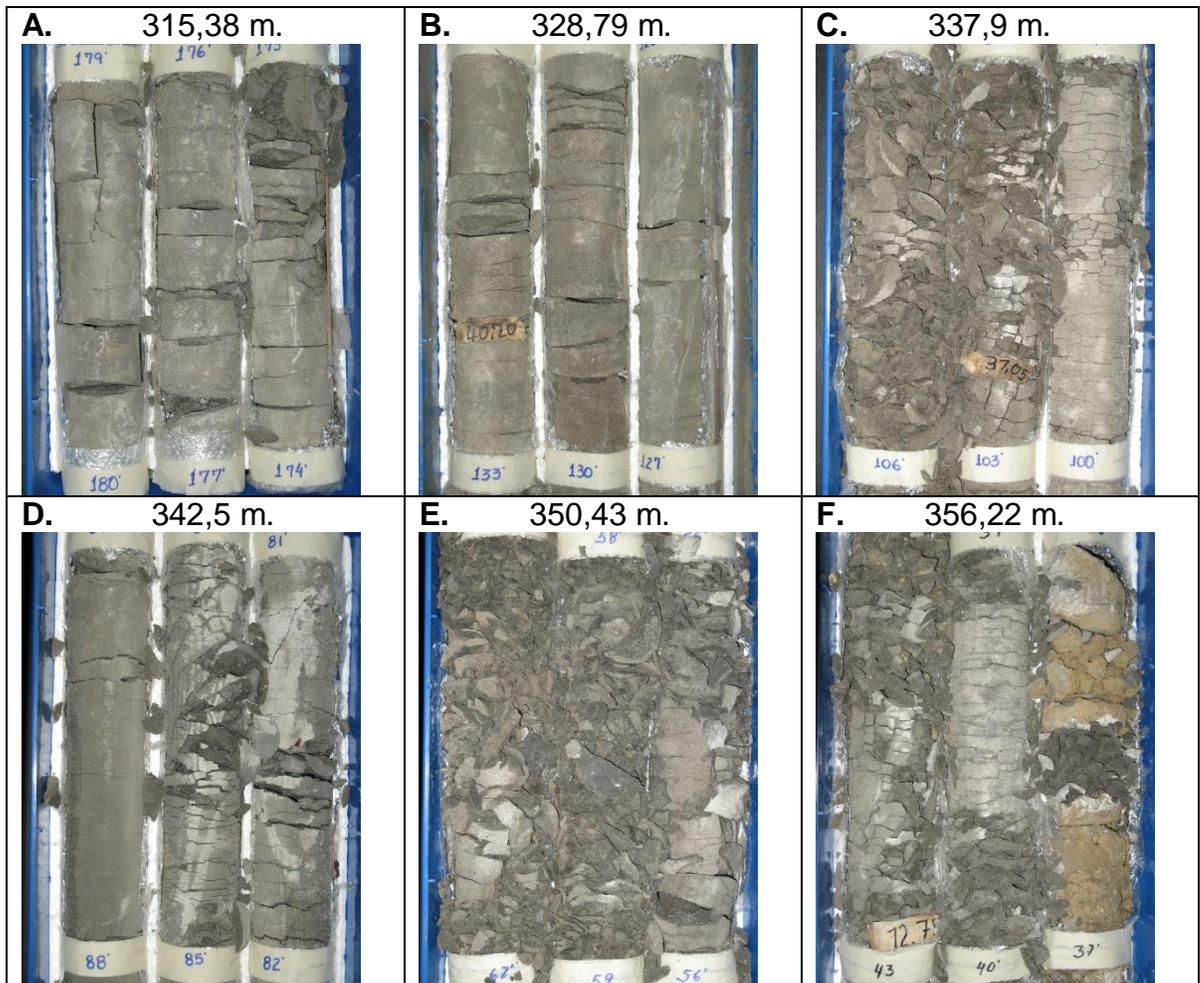


Figura 17. A, B, C, D, E y F. facies típicas de la Formación Porquera donde se presentan arcillolitas con un alto contenido de microfósiles y con un fracturamiento característico en el pozo estudiado.

6.1.2. SEDIMENTOLOGÍA DEL POZO P18

El pozo P18 perforó un total de 423,97m. estratigráficamente pertenecientes a las formaciones Ciénaga de Oro en la parte más profunda del pozo, y la Formación Porquera la cual es la de mayor espesor en el pozo. Al igual que en el pozo P16 las dos unidades son contrastantes litológicamente y su descripción se hace a continuación y sigue una división hecha por intervalos de rocas litológicamente relacionadas **(ANEXO 1B).**

Intervalo 1 (0-4,3m-Formación Ciénaga de Oro): Compuesto por intercalaciones de lodolitas (predominantes) y areniscas muy finas. Son comunes las láminas de material carbonoso marcando laminaciones planas paralelas aunque algunas son discontinuas. Comúnmente las intercalaciones marcan laminación lenticular, principalmente a la base del intervalo. Comunes óxidos de hierro. **(Figura 18-A).**

Intervalo 2 (4,3-6,8m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por areniscas finas con abundantes laminaciones de material carbonoso y laminaciones onduladas y localmente plana paralela. Hacia la parte superior se presenta una delgada capa de lodolita con laminación plana paralela. Abundantes óxidos de hierro **(Figura 18-B a D).**

Intervalo 3 (6,8-12,1m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por areniscas medias bien seleccionadas altamente deleznable y hacia la parte superior con presencia de fragmentos de moluscos esparcidos en la capa. Se presentan levemente oxidadas.

Intervalo 4 (12,1-15,9m- Formación Ciénaga de Oro): este intervalo se compone de intercalaciones de areniscas y limolitas con una alta proporción de conchas de moluscos, y una capa muy delgada de conglomerado matriz-soportado en la parte media del intervalo. En general se presentan tendencias granodecrescentes primero de limolitas a conglomerado arenoso, seguidas por lodolitas muy delgadas las cuales hacia el techo aumentan en la proporción de areniscas. Adicionalmente son comunes los fragmentos de material carbonizado. **(Figura 18-E).**

Intervalo 5 (15,9-43,1 m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo relativamente espeso compuesto por intercalaciones de capas delgadas y medias de lodolitas intercaladas con capas delgadas y muy delgadas de areniscas. Las diversas intercalaciones presentan laminación plana paralela, laminación flaser, lenticular y ondulada. Hacia la parte superior del intervalo se presenta un leve aumento de la proporción de capas de arenisca. En este intervalo son comunes los óxidos de hierro y las laminaciones de material carbonoso. Ocasionalmente se presentan estructuras ball and pillow **(Figura 18-F a H).**

Intervalo 6 (43,10-50,49m- Formación Ciénaga de Oro): compuesto por intercalaciones de capas medias y gruesas de areniscas finas y muy finas, las cuales presentan laminación plana paralela y ocasionalmente inclinada de bajo ángulo. En este intervalo son comunes las láminas de material carbonoso y algunos fragmentos de plantas, además de óxidos de hierro. **(Figura 18-I y Figura 19 A a C).**

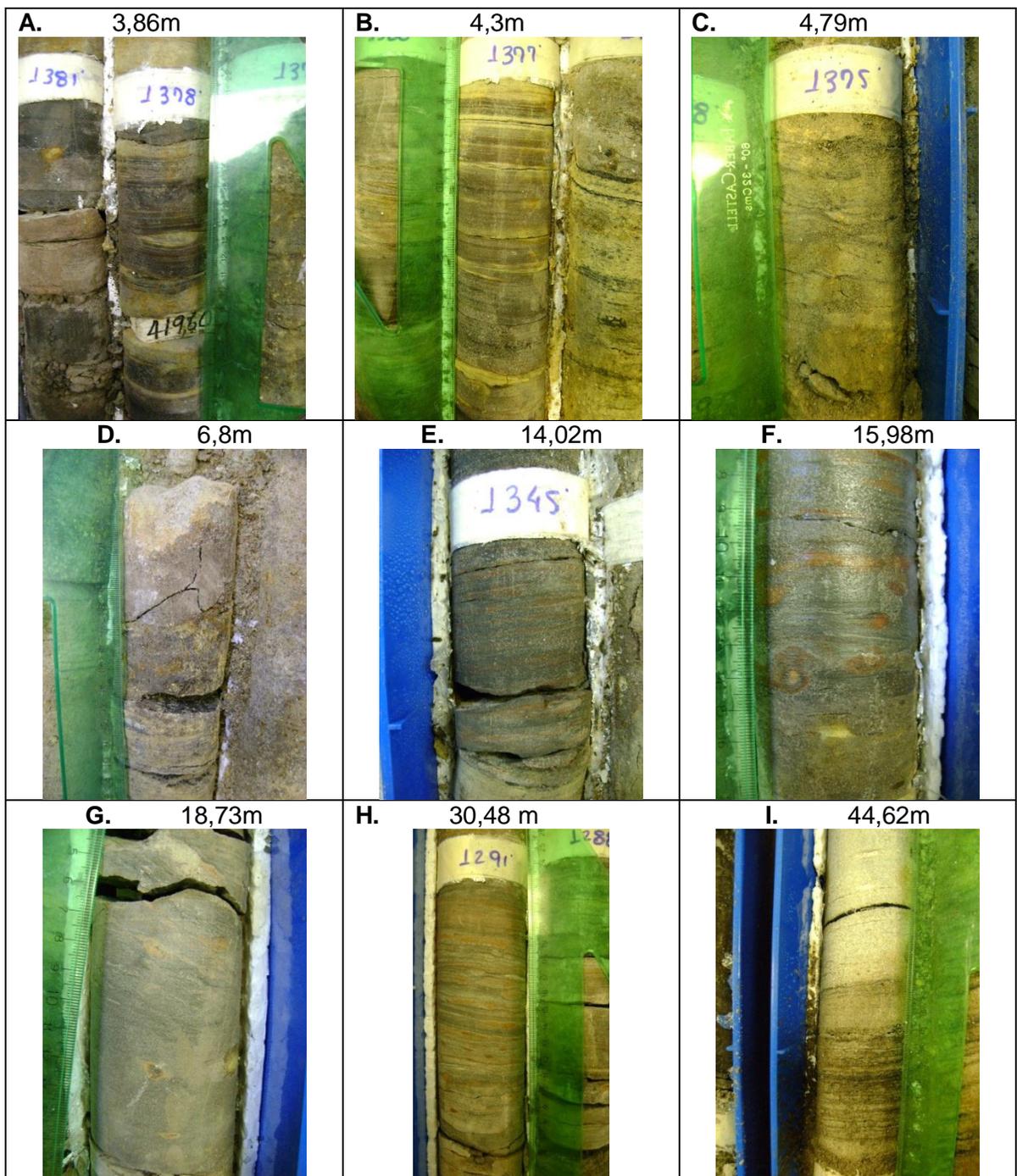


Figura 18. A y B. Intercalaciones de areniscas muy finas y arcillolitas, laminadas. C. Areniscas con laminación ondulosa. D. Areniscas con contactos erosivos. E y F. Arcillolitas laminadas. Presentan estructuras ball and pillow. G. Limolitas con laminación levemente ondulosa. H. Intercalaciones de areniscas y arcillolitas con laminación ondulada, bioturbación y estructuras de deformación. I. Areniscas con laminación plana paralela y láminas carbonosas.

Intervalo 7 (50,49-52,80m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo delgado compuesto por capas delgadas y muy delgadas de lodolitas, intercaladas con láminas de areniscas, las cuales presenta laminación ondulada y lenticular, además de estructuras de derrumbamiento y estructuras ball and pillow. Comunes fragmentos carbonosos y óxidos de hierro. **(Figura 19-D)**

Intervalo 8 (52,80-74,31m- Formación Ciénaga de Oro): intervalo compuesto por capas muy gruesas de areniscas de grano fino y muy fino con una alta proporción de restos de conchas de moluscos y hacia el techo del intervalo equinodermos. Son comunes las laminaciones de material carbonoso tanto a la base como al techo del intervalo.

Intervalo 9 (74,31-282,54m- Formación Porquera): compuesto por una potente sucesión de lodolitas con un importante componente calcáreo, y presencia abundante de microfósiles de foraminíferos, y en menor proporción moluscos (gasterópodos, bivalvos y escafópodos), equinodermos, crustáceos y restos de peces. Ocasionalmente los fósiles se presentan reemplazados por pirita y otros sulfuros, o glauconita. Bioturbación en muy baja proporción. Intervalo altamente fracturado. **(Figura 19-E a H)**

Intervalo 10 (282,54-314,9m-Formación Porquera): compuestos por areniscas finas y muy finas compuestas por una alta proporción de pellets glauconitizados, foraminíferos y ocasionales conchas de moluscos. En la parte superior del intervalo las areniscas presentan laminación flaser.

Intervalo 11 (314,9-423,97m-Formación Porquera): intervalo espeso similar al intervalo 9, en el cual se presenta una espesa sucesión de lodolitas con cemento calcáreo y con una alta proporción de microfósiles de foraminíferos además de espículas de equinodermos, crustáceos y restos de peces. Bioturbación en baja proporción. Intervalo altamente fracturado. **(Figura 19-I).**

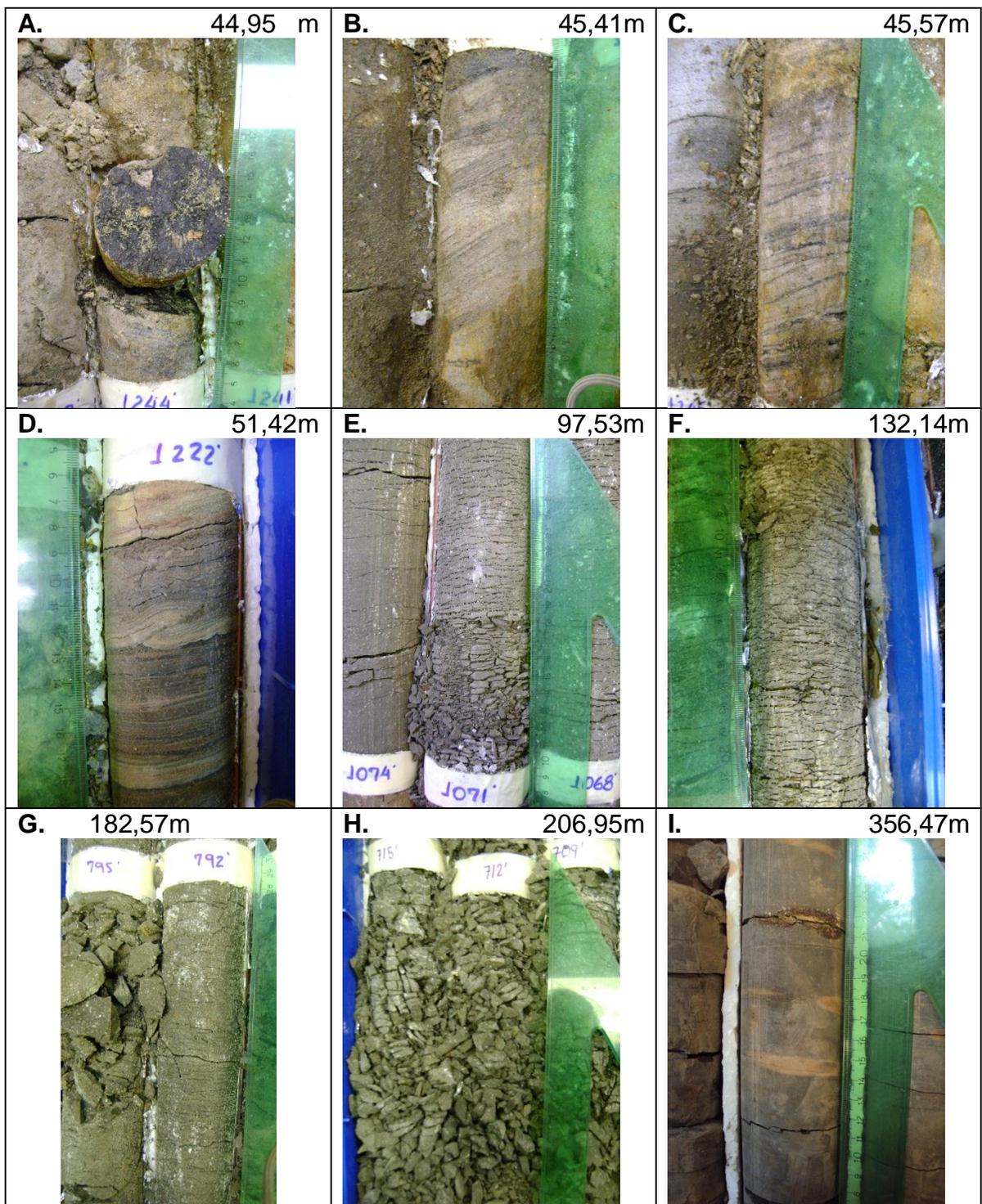


Figura 19. **A.** Arenisca muy fina con abundantes fragmentos carbonizados. **B y C.** Areniscas muy finas con laminación inclinada planar y delgadas intercalaciones arcillosas. **D.** Intercalaciones arcillolita-arenisca con estructuras de derrumbamiento. **E, F, G y H.** Arcillolitas con un alto contenidos de microfósiles, fracturadas. **I.** Arcillolitas con pseudonodulos.

6.2 QUIMIOESTRATIGRAFIA

6.1.1. Formación Toluvejo

Se analizaron 8 muestras, para análisis de isótopos de estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), y 4 para análisis multi-elementales. En la **tabla 2** y la **Figura 20** se presentan las composiciones isotópicas obtenidas para las muestras analizadas, así como las trayectorias de las relaciones entre elementos traza a lo largo del sector estudiado. Para este pozo se tomaron muestras de oncolitos y rodolitos microperforados.

En esta unidad se tomaron muestras en dos intervalos separados a partir de su relativa homogeneidad isotópica. El primero entre 191,49-220,13 metros, los cuales presentan para la muestra más inferior (P8-192.49) una relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.707444, seguido por un valor de 0.707347 (muestra P8-193.06), el cual es la relación isotópica más baja para las muestras analizadas. Posterior a estas muestras, se presentan 4 análisis con relaciones isotópicas de Sr entre 0.707419 y 0.707498 (**Tabla 2**). Para este intervalo las relaciones $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ muestran una excursión negativa pasando de valores de $-0,95\text{‰}$ (P8-192.49) para la muestra inferior y valores de $-4,17\text{‰}$ (P8-203.85) en una muestra aproximadamente 11 metros por encima, indicando una excursión de -3.22‰ . Sobre estas muestras los valores se hacen cada vez más positivos de -3.99‰ un metro por encima de la muestra anterior y un valor -0.88‰ para una muestra 16 metros por encima, indicando una excursión positiva de 3.37‰ (**Tabla 2; Figura 20**). Los análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ muestran valores negativos de -2.52‰ para la muestra más inferior los cuales se hacen un poco más negativos en la muestra suprayacente (-3.14‰ . Muestra P8-193.06) y hacia la parte superior del intervalo muestran una tendencia positiva con paso a valores -1.71‰ y al final del intervalo culmina con una excursión negativa de valores de $-6,33\text{‰}$, indicando una excursión de 4.62‰ (**Tabla 2, Figura 20**).

El segundo grupo de muestras ubicadas entre 264 y 279 metros presenta relaciones isotópicas mayores que las presentes en el intervalo inferior (**Tabla 2, Figura 20**). La muestra inferior (P8-264.19) presenta una composición isotópica de Sr de 0.707618, la cual es el valor más alto obtenido para la Formación Toluvejo en el pozo analizado. Sobre esta muestra, se presentan dos análisis los cuales presentan relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.707568 (P8-274.99) y 0.707598 (P8-279.57) (**Tabla 2**). Los análisis de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ realizados en este intervalo presentan un valor mínimo de $-0,09\text{‰}$ para la muestra más inferior del intervalo (P8-264,19), la cual representa una continuidad con los valores obtenidos para las muestras inferiores, y un paso hacia valores cada vez más positivos con un máximo de $0,11\text{‰}$ para la muestra más superior analizada, indicando una leve excursión positiva de 0.2‰ . Mientras que las relaciones $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ muestran valores de $-1,04\text{‰}$ para la muestra inferior, y un paso hacia valores más negativos hacia la muestra más

superior estudiada $-2,96\text{‰}$, pero que en conjunto indican una excursión positiva de $5,29\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ con respecto al intervalo inferior.

Los análisis multi-elementales muestran para todas las muestras de este pozo contenidos de magnesio mayor a 4500ppm, valores de hierro mayor a 2600 ppm, los cuales progresivamente se vuelven más altos hacia las partes superiores de la sección con un valor máximo de 13006 ppm. (**Tabla 2**), relaciones Mn/Sr siempre menores a 2 y las relaciones Mg/Ca son siempre mayores a 0,01 pero con valores no muy lejanos a este número (**Tabla 2-Figura 20**). La composición de estroncio siempre es mayor a 200 ppm (**Tabla 2**). Adicionalmente se realizaron mediciones del épsilon de neodimio (ϵNd) para una muestra de este pozo la cuales presentan un valor de $-2,65$ y que en general estaría en buena relación con los demás análisis isotópicos y multi-elementales en esta misma unidad.

6.1.2. Formación Ciénaga de Oro

Se tomaron 7 muestras de conchas de bivalvos de la Formación Ciénaga de Oro en capas de areniscas ricas en fósiles. Los resultados isotópicos y multi-elementales se presentan en la **tabla 2** y en la **figura 21** se presenta la distribución de los análisis realizados a lo largo de la columna estratigráfica.

Dos muestras tomadas de la parte inferior del pozo presentan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.708231 (muestras P16-63.26 y P16-72.96), contenidos de Sr entre 1900 y 2200 ppm. La muestra inferior presenta 2640 ppm de hierro, y la siguiente una composición baja (269,72ppm), las demás relaciones elementales obtenidas (Mg/Ca y Mn/Sr) presentan valores bajos (**Fig. 21, Tabla 2**). Para estas dos muestras los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ presentan valores positivos de $1,21\text{‰}$ y $1,09\text{‰}$ respectivamente y los análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ presentan valores de $-2,26\text{‰}$ y la muestra superior de $-1,64\text{‰}$ indicando una leve excursión positiva de $0,62\text{‰}$ (**Tabla 2, Fig. 21**). La siguiente muestra (P16-126.73) presenta valores isotópicos de estroncio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.708284, valores altos de hierro 5612,58 y relaciones elementales bajas (**Tabla 2, Figura 21**).

| Muestra | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ‰ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{V PDB}}$ ‰ | Mg(ppm) | Ca(ppm) | Sr(ppm) | Mn(ppm) | Fe(ppm) | Sr/Ca | Mn/Sr | Mg/Ca | Sr/Mn |
|--------------|---------------------------------|--|---|---------|-----------|---------|---------|----------|--------|--------|--------|----------|
| P8 -192.49 | 0,707444 | -0,95 | -2,52 | 4505,95 | 351077,11 | 452,99 | 33,45 | 2638,95 | 0,0013 | 0,0738 | 0,0128 | 13,5429 |
| P8 193.06 | 0,7073474 | -1,46 | -3,14 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P8 198.49 | 0,7074557 | -2,42 | -2,06 | 4624,48 | 346880,63 | 513,00 | 33,97 | 5310,98 | 0,0015 | 0,0662 | 0,0133 | 15,1023 |
| P8 203.85 | 0,7074981 | -4,17 | -1,18 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P8 204.59 | 0,7074417 | -3,99 | -1,71 | 4525,90 | 302401,42 | 572,39 | 118,07 | 9954,66 | 0,0019 | 0,2063 | 0,0150 | 4,8480 |
| P8 220.13 | 0,7074191 | -0,88 | -6,33 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P8 264.19 | 0,7076181 | -0,09 | -1,04 | 4149,46 | 359640,01 | 621,69 | 70,51 | 6777,45 | 0,0017 | 0,1134 | 0,0115 | 8,8176 |
| P8 274.99 | 0,7075681 | 0,6 | -1,06 | 5285,53 | 354858,01 | 720,46 | 77,36 | 13006,60 | 0,0020 | 0,1074 | 0,0149 | 9,3133 |
| P8 279.57 | 0,7075982 | 0,11 | -2,96 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P 16- 63.26 | 0,7082309 | 1,21 | -2,26 | 644,63 | 370008,81 | 1982,45 | 60,40 | 2564,76 | 0,0054 | 0,0305 | 0,0017 | 32,8220 |
| P16 -72.96 | 0,7082304 | 1,09 | -1,64 | 128,67 | 368193,70 | 2264,32 | 3,88 | 269,72 | 0,0061 | 0,0017 | 0,0003 | 583,5881 |
| P 16 -126.77 | 0,7082837 | 2,23 | -2,01 | 1192,64 | 349397,28 | 2820,18 | 34,67 | 5612,58 | 0,0081 | 0,0123 | 0,0034 | 81,3512 |
| P16 -134.29 | 0,7081504 | 1,36 | -1,47 | 6792,56 | 380070,56 | 2490,60 | 111,33 | 32321,73 | 0,0066 | 0,0447 | 0,0179 | 22,3707 |
| P 16- 157.27 | 0,7083275 | -4,19 | -0,73 | 6979,37 | 323400,71 | 3070,92 | 61,67 | 2485,51 | 0,0095 | 0,0201 | 0,0216 | 49,7988 |
| P 16 -159.01 | 0,7080923 | -1,03 | -3,85 | 1753,10 | 393391,91 | 2284,55 | 534,21 | 6832,94 | 0,0058 | 0,2338 | 0,0045 | 4,2765 |
| P16 -186.38 | 0,7084231 | 1,6 | -0,81 | 211,40 | 391938,75 | 1625,11 | 7,13 | 227,91 | 0,0041 | 0,0044 | 0,0005 | 227,8192 |
| P18 -76-14 | 0,708388875 | 0,13 | 0,31 | 2238,10 | 419100,00 | 306,67 | 44,76 | - | 0,0007 | 0,1460 | 0,0053 | 6,8511 |
| P18-78.15 | 0,707888696 | 0,67 | -4,1 | 2973,68 | 420400,00 | 386,32 | 175,79 | - | 0,0009 | 0,4550 | 0,0071 | 2,1976 |

| Muestra | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ‰ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{V PDB}}$ ‰ | Mg(ppm) | Ca(ppm) | Sr(ppm) | Mn(ppm) | Fe(ppm) | Sr/Ca | Mn/Sr | Mg/Ca | Sr/Mn |
|------------|---------------------------------|--|---|----------|-----------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|---------|
| P18-79.67 | - | 0,07 | -0,62 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P18-80.90 | 0,708053789 | 0,21 | -1,09 | 11040,00 | 404400,00 | 1065,33 | 376,00 | - | 0,0026 | 0,3529 | 0,0273 | 2,8333 |
| P18-81.59 | 0,708248081 | 0,31 | -0,42 | 323,71 | 401300,00 | 66,60 | 31,55 | - | 0,0002 | 0,4737 | 0,0008 | 2,1111 |
| P18-82.97 | - | 0,06 | -0,21 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P18-84.12 | - | 0,24 | 0,17 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P18-89.03 | - | 0,86 | 0,44 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P18-93.66 | 0,708352377 | 0,06 | -0,35 | 565,38 | 414700,00 | 172,69 | 153,46 | - | 0,0004 | 0,8886 | 0,0014 | 1,1253 |
| P18-96.62 | 0,708380776 | - | - | 74,50 | 420100,00 | 9,50 | 0,50 | - | 0,0000 | 0,0526 | 0,0002 | 19,0000 |
| P18-105.32 | 0,708365176 | - | - | 19,38 | 406100,00 | 1,55 | 1,55 | - | 0,0000 | 1,0000 | 0,0000 | 1,0000 |
| P18-128.75 | 0,708406575 | -0,2 | -0,05 | 921,25 | 401400,00 | 218,75 | 86,13 | - | 0,0005 | 0,3937 | 0,0023 | 2,5399 |
| P18-205.01 | 0,708473672 | - | - | 155,61 | 401900,00 | 49,30 | 25,79 | - | 0,0001 | 0,5231 | 0,0004 | 1,9116 |

Tabla 2. Composiciones isotópicas y multielementales para las muestras de carbonatos estudiadas.

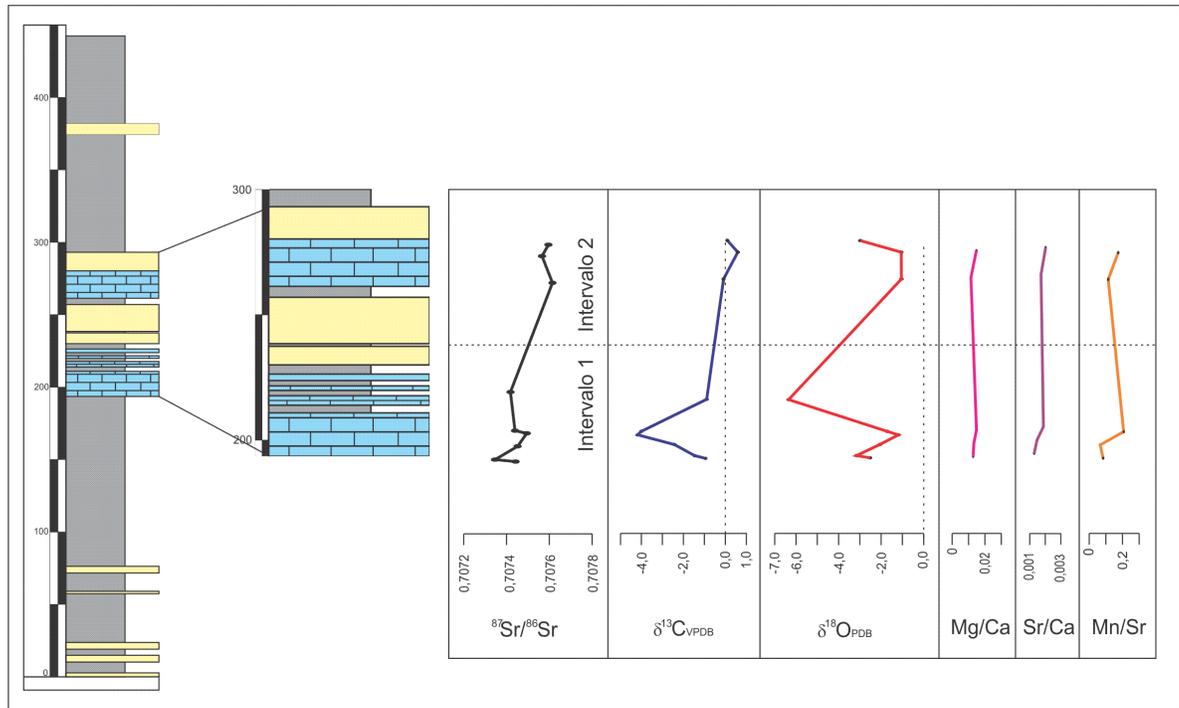


Figura 20. Distribución de los análisis isotópicos y multi-elementales en la Formación Tolúviejo (pozo P8), enfatizando en la Formación Tolúviejo objeto de este estudio.

Para esta muestra el $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ presenta un aumento con respecto a las muestras inferiores ya que presenta una excursión positiva de 2,23‰ el cual es el valor máximo obtenido para este intervalo. El $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ presenta valores de -2,01‰ el cual marca un cambio hacia valores más negativos con respecto a los valores anteriormente obtenidos. Hacia la parte superior se tomaron 4 muestras de las cuales 2 presentan un aumento progresivo en la relación isotópica de Sr pasando de valores de 0.708284 a valores de 0.708423 (muestras P16-157.27 y P16-186.38), estas muestras presentan contenidos menores a 3000ppm de hierro y relaciones elementales bajas. Las dos muestras restantes (muestras P16-134.29 y P16-159.01) intercaladas con las muestras anteriores, presenta valores bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0.708150 y 0.708092 respectivamente. Estas muestras presentan valores altos de hierro (32321 y 6832 ppm) y una de ellas valores altos de Mn, aunque las demás relaciones elementales son baja (**Tabla 2, Figura 21**). Para estas muestras los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ son cada vez más bajos con respecto de los valores de las muestras inferiores donde se pasa primero a valores de 1,36‰ y un valor mínimo de -4,19‰ en cerca de 33 metros, lo cual muestra un importante excursión negativa de 5.55‰ para este intervalo. Luego de este mínimo valor, las composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ se hacen progresivamente más positivas pasando a valores de -1,03‰ y 1,6‰, para la muestra más superior analizada, indicando una excursión hacia valores positivos de 5.79‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$. Las relaciones de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ son relativamente oscilatorias ya que pasan de valores negativos a valores relativamente más positivos así se

presentan valores de $-1,47\text{‰}$, $-0,73\text{‰}$ para las muestras P16-134.29 y P16-157.27 indicando una excursión positiva y valores de $-3,85$ y un valor $-0,81\text{‰}$ para la muestra más superior analizada (**Tabla 1; Fig. 12**), estos últimos valores están mostrando de nuevo una excursión negativa hacia la parte superior de la columna.

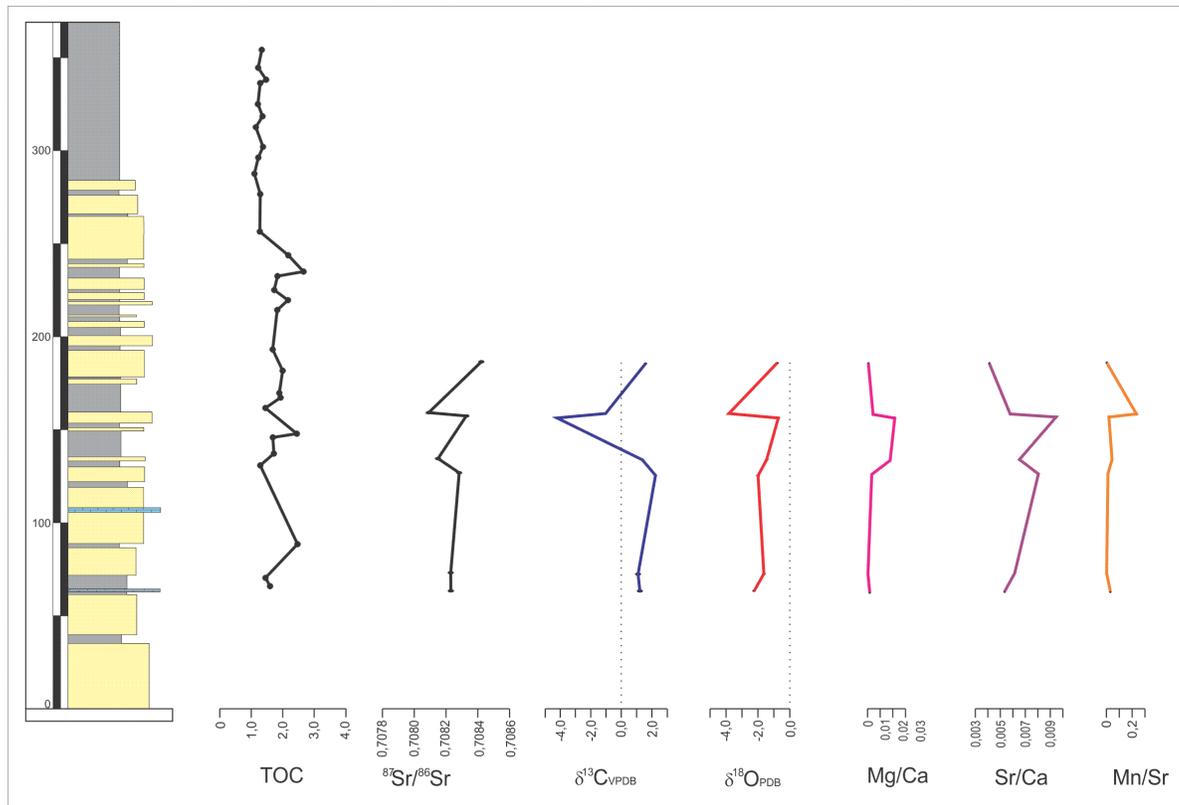


Figura 21. Distribución a lo largo de la columna de la Formación Ciénaga de Oro (P16) de los análisis isotópicos de Sr, C y O, además de las relaciones multi-elementales para el pozo P16. Adicionalmente se gráfica el %TOC.

7.1.3. Formación Porquera

En esta unidad se tomaron del pozo P18, 9 muestras correspondientes con una mezcla de foraminíferos plantónicos para análisis de isotopos de Sr y 10 muestras correspondientes con una mezcla de foraminíferos bentónicos para análisis de O y C, los cuales no presentaban evidencias macroscópicas de alteración diagenética. En este pozo las muestras analizadas se dividen en dos intervalos. El inferior entre 76.14 y 81.59 metros, presentan relaciones isotópicas variables presentando valores de isotopos de Sr de 0.708389 (P18-76.14), 0.707889 (P18-78.15), 0.708095 (P18-80.9) y 0.708248 (P18-81.59) los cuales muestran una tendencia de decrecimiento en las relación isotópicas obtenidas para este pozo (**Tabla 2-Figura 22**). Análisis multi-elementales para estas muestras presentan contenidos bajos de Sr para la muestra superior (P18-81.59, Contenido de Sr = 66,6 ppm), relaciones Mg/Ca y Sr/Ca bajas y relaciones Mn/Sr altas y fluctuantes a lo largo de la columna (**Tabla 2**). Análisis de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ realizados en este intervalo presentan

valores de 0.13‰ para la muestra más inferior y leves aumentos y descensos en esta pasando a valores de 0.67‰, 0.07‰, 0.21‰ y 0.31‰ para la muestra superior de este intervalo. Relaciones $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ presentan un valor de 0.31‰ para la muestra más baja analizada y una excursión negativa a valores de -4.1‰ en un intervalo de 2 metros. Los valores obtenidos un metro por encima de esta muestra presentan valores de -0.62‰, -1.09‰ y -0.42‰ (Tabla 2 y Figura 22).

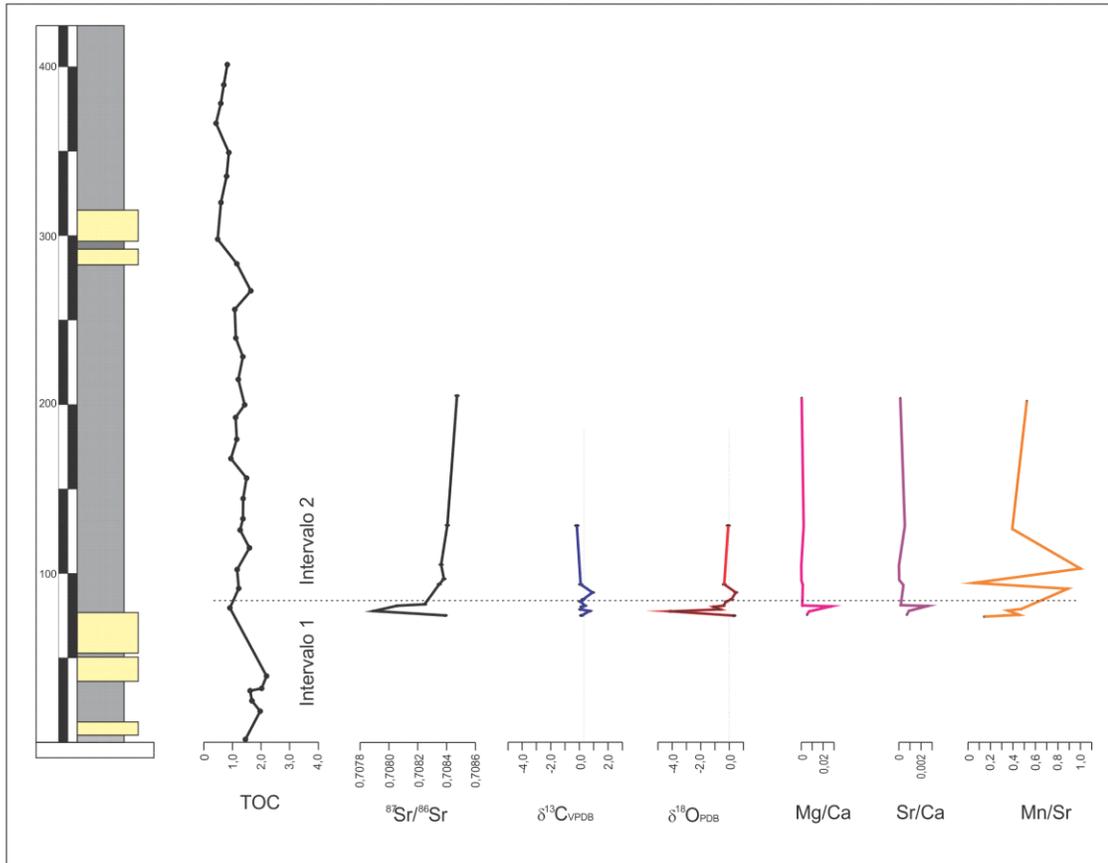


Figura 22. Distribución de los análisis isotópicos y multi-elementales a lo largo del pozo P18. Se grafica adicionalmente el %TOC.

Entre los dos intervalos analizados para isótopos de Sr se tomaron 3 muestras para análisis de isótopos de C y O (muestras P18-82.97, P18-84.12 y P18-89.03; **Tabla 2**). Para estas tres muestras se presenta una tendencia en donde hay un leve incremento continuo de la relación $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ pasando de valores de 0.06‰ a 0.24‰ y un valor final de 0.86‰. Mientras que las relaciones $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ presentan similar a los isótopos de C un aumento hacia la parte superior de este intervalo pasando de valores de -0.21‰ a valores de 0.17‰ y un valor superior de 0.44‰.

En el tercer segmento analizado entre 93.66 a 205.01 metros se analizaron 5 muestras para Sr y solamente 2 para C y O. Con relación al Sr se presenta un aumento continuo en la relación isotópica la cuales presenta valores que varían

entre 0.708352 en la parte inferior del intervalo (muestra P18-93.66), a relaciones isotópicas de 0.708474 en la muestra superior del pozo (P18-205.01; **Tabla 2, Figura 22**), mostrando un aumento de la relación isotópica de estroncio de 0.000122 en cerca de 111 metros de columna. Las dos muestras analizadas para C y O en este intervalo presentan una separación de cerca de 35m. y presentan valores relativamente bajos con relaciones de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ de 0.06‰ (P18-93.66) y un valor de -0.2‰ (P18-128.75; **Tabla 2; Figura 22**), relaciones de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ presentan una disminución en la relación isotópica donde se presenta un decrecimiento en la composición presentando valores de -0.35‰ y -0.05‰ para las muestra superior analizada (**Tabla 1; Figura 14**).

8. DISCUSIÓN

8.1. CRONOESTRATIGRAFIA

8.1.1. Preservación de la composición química original

Los isotopos de estroncio, carbono y oxígeno han sido utilizados ampliamente como indicativos de cambios en la química de los océanos pasados, asociados a una amplia diversidad de procesos, en los que la tectónica y el clima han jugado un papel primario en los cambios de larga y corta duración. Los carbonatos, al ser sensibles a la diagénesis pueden presentar una composición diferente a su composición prístina (del agua de mar de la que se depositaron), y ser esta el reflejo de la química de las aguas meteóricas o aguas de poros involucradas en el proceso diagenético y no de las aguas de las cuales se depositaron originalmente. En general se ha establecido que elementos como Mn, Mg, Fe, Sr y Ca son altamente sensibles a los cambios diagenéticos (Brand and Veizer, 1980) y podrían ser importantes claves para probar los cambios químicos presentes en carbonatos luego de alteración. Denison et al. (1994) plantean que en muestras con concentraciones < 300 ppm. de Mn, una relación $Sr/Mn > 2.0$ y una concentración < 3000 ppm de hierro los carbonatos conservan su composición original de estroncio. Jacobsen y Kauffman (1999), en un estudio de rocas precámbricas indican por su parte, que la composición original se conserva en concentraciones de Sr entre 150-2500 ppm. De igual manera plantean que la relación entre el Rb/Sr sea baja para probar que no haya influjo de Rb radiogénico en las muestras analizadas. Así mismo otras relaciones multi-elementales son indicativas de alteración diagenética (e.g. Mg/Ca, Mn/Sr, $1/Sr$ entre otras). Por otra parte estudios globales en general, muestran que composiciones isotópicas de estroncio altas son indicativas de influencia de aguas meteóricas en la diagénesis, las cuales son ricas en estroncio radioactivo. De igual manera la meteorización de rocas volcánicas básicas y su incorporación en los procesos diagenéticos llevan a relaciones isotópicas de estroncio más bajas producto de la incorporación de estroncio no radiogénico (e.g. Denison et al., 1993). Aunque estas relaciones deben ser consideradas con respecto a los patrones anteriormente señalados. Igualmente en estudios realizados globalmente se ha establecido que una buena inspección visual y la coherencia y concordancia entre los datos obtenidos son los mejores indicativos de una buena preservación de las muestras analizadas (McArthur et al., 2006).

Para la Formación Toluviejo (pozo P8) los análisis isotópicos de Sr presentan composiciones muy bajas con respecto a las obtenidas a nivel global para el periodo de depositación de estas rocas calcáreas (**Figura 23, Figura 25**), una de

las posibles causas de esta composición anómala es la diagénesis, proceso que se intenta probar a partir de análisis isotópicos y multi-elementales (**Tabla 2; Figura 24**) los cuales muestran algunas señales geoquímicas asociadas a alteración diagenética en un grado relativamente bajo. Esta situación se puede contrastar con composiciones de hierro progresivamente mayores pasando de valores de 2638.95 ppm en la muestra más baja estudiada hasta 13000ppm en la parte superior de la sucesión. La comparación entre los multi-elementos y los análisis isotópicos muestran para estos carbonatos un leve empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ con respecto al $\delta^{13}\text{C}$ (**Figura 24 A**) pero que al compararlo contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muestran una tendencia alargada pero la cual se encuentra en los rangos normales para rocas no alteradas (**Figura 24 B y C**). En cuanto a las relaciones entre Mg, Mn y Sr se observa una tendencia de leve enriquecimiento en Mg y leve empobrecimiento en Sr indicativos de ligera alteración diagenética, la cual no ha cambiado la composición isotópica y elemental prístina de los carbonatos analizados en este pozo (**Figura 24 D, E, F, G, H e I**). Estas relaciones son indicativas de una leve alteración diagenética la cual posiblemente ocurrió en una etapa diagenética temprana en un sistema diagenético abierto. Por lo tanto se sugiere que la composición isotópica de las muestras analizadas es el producto de la influencia de una fuente local con estas características geoquímicas, la cual llegó posiblemente a una cuenca semi-restringida que no permitió la interacción con aguas del océano abierto.

Para la Formación Ciénaga de Oro (pozo P16I) las composiciones elementales obtenidas (**Tabla 2**) y la comparación entre ellas (**Figura 24**), determina que las muestras P16-63.26, P16-72.96; P16-126.73; P16-157,27 y P16-186.38 no presentan ningún tipo de alteración diagenética y sus relaciones isotópicas de estroncio son útiles para hacer determinaciones cronológicas (**Tabla 3, Figura 23**) así como para realizar correlaciones quimioestratigráficas (Rosero et al., 2012). Las muestras P16-134.29 y P16-159.01 presentan algún tipo de alteración diagenética o injerencia de aguas continentales en el momento de formación de las conchas estudiadas. Estas dos muestras presentan valores altos de hierro (**Tabla 2**) los cuales pueden ser indicativos de diagénesis meteórica principalmente para la muestra P16-159.01 la cual esat campo de rocas alteradas debido a su alta composición de Mn y un valor muy negativo con respecto a los demás análisis de esta unidad de $\delta^{18}\text{O}$ (**Figura 24 A, B y C**). La muestra P16-134.29 a diferencia de la anterior no muestra estas tendencias y su composición podría estar relacionada a la presencia de aguas fluviales en la formación de la conchas carbonática, lo cual como veremos posteriormente está claramente relacionado con el ambiente sedimentario en el cual se acumularon las conchas carbonáticas.

Para la Formación Porquera (P18) se presentan para las primeras 4 muestras analizadas (**Tabla 2 y Tabla 3**) composiciones isotópicas de Sr las cuales no

están en concordancia con los valores obtenidos globalmente (**Figuras 23 y 27**) y parecen ser resultado de influencia continental en la composición isotópica entre el metro 76 y 82 del pozo P16 como lo indica el tipo de ambiente sedimentario en el cual se depositó la unidad (Universidad de Caldas-ANH, 2011). El segundo intervalo de muestras presenta composiciones isotópicas de Sr las cuales cuadran en buena medida con la curva mundial para este periodo de tiempo (**Figuras 23 y 27**) y son coherentes en la determinación de edades (**Tabla 3**) el cual es el principal criterio para determinar que estas muestras preservan su composición prístina (de las aguas a partir de la cual se precipitaron), como ha sido utilizado por otros autores (e.g. Smalley et al., 1994; McArthur et al., 2006). La comparación de análisis isotópicos para este pozo indica ausencia de alteración diagenética de la composición isotópica de los foraminíferos utilizados en este estudio (**Fig 24 A, B y C**). Las comparaciones entre el Sr, Mg y el Mn muestran la posibilidad de alteración diagenética para las muestras analizadas, pero en un grado bajo el cual no ha cambiado la composición química original de los carbonatos estudiados (**Figura 24 D, E, F, G, H e I**). Estos pueden ser utilizados tanto para hacer correlaciones como determinaciones cronológicas.

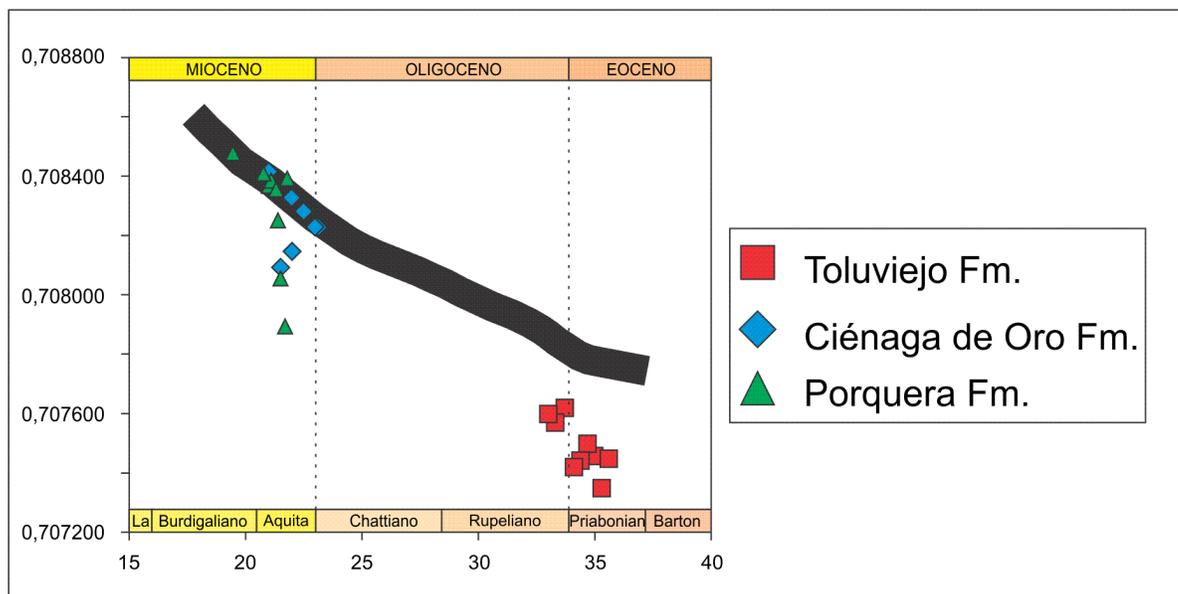
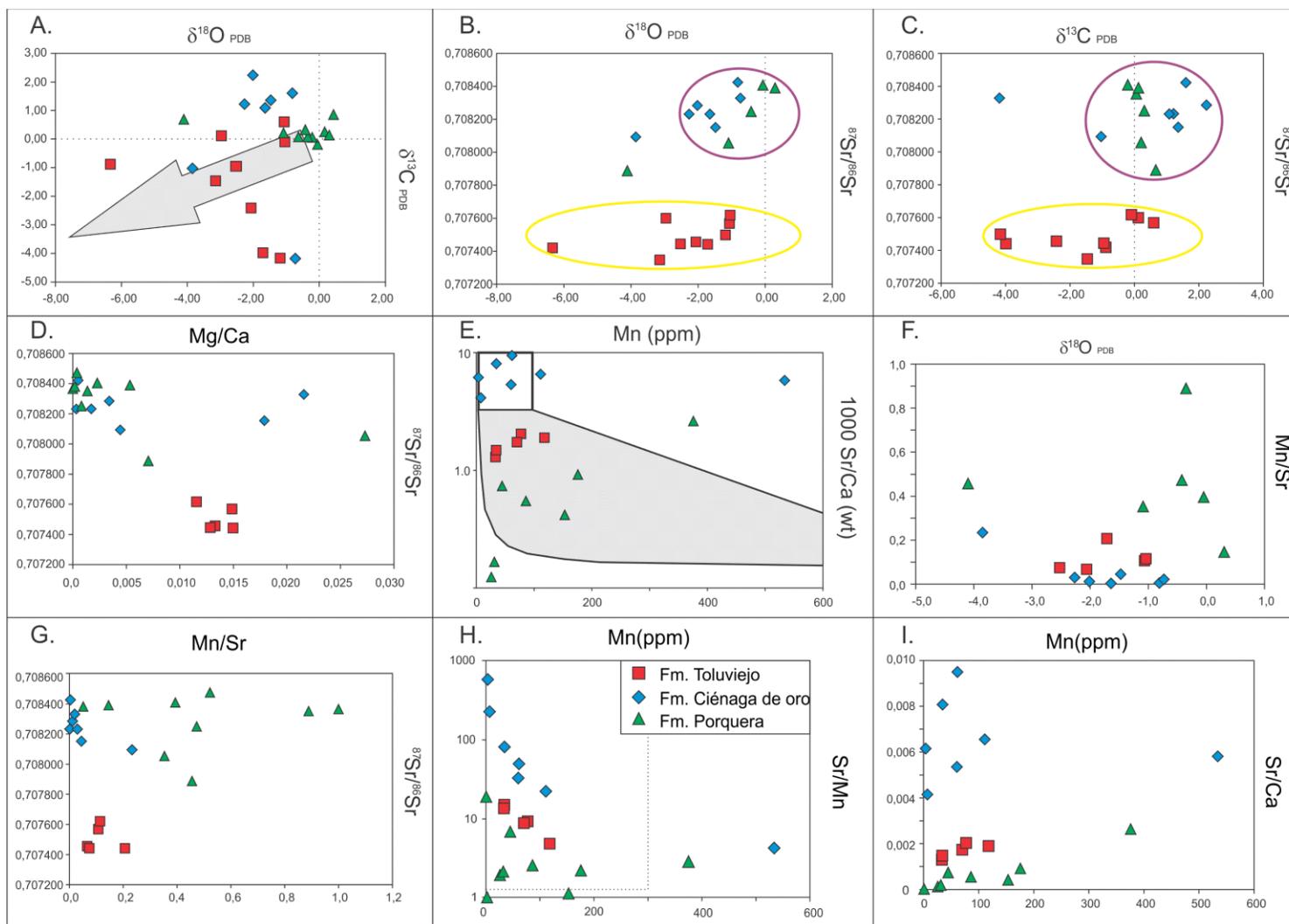


Figura 23. Relaciones isotópicas para los tres unidades estudiadas con respecto a la curva mundial de Sr para el Eoceno-Mioceno (tomada de McArthur et al., 2004).

Figura 24. Relaciones multi-elementales e isotópicas obtenidas para los tres pozos estudiados.



8.1.2. EDADES A PARTIR DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

8.1.2.1. Formación Tolviejo-Edades a partir de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Según los análisis bioestratigráficos esta unidad está comprendida entre las biozonas NP18 y NP20, de nanofósiles calcáreos indicativas del Priaboniano-Rupeliano (Eoceno Tardío- Oligoceno Temprano; **Figura 7**). Este periodo coincide globalmente con una etapa de ascenso marcado en la composición isotópica de estroncio a nivel global (e.g. Burke et al., 1982; Koepnick et al., 1985, Veizer et al., 1999; McArthur et al., 2001; McArthur and Howarth, 2004), que en los análisis de este pozo están reflejados en un aumento de la composición isotópica hacia la parte superior de la Formación Tolviejo, pero con valores mucho más bajos de los reportados globalmente, lo cual no permite hacer determinaciones cronológicas a partir de las composiciones isotópicas de estroncio obtenidas (**Figura 25; Tabla 3**).

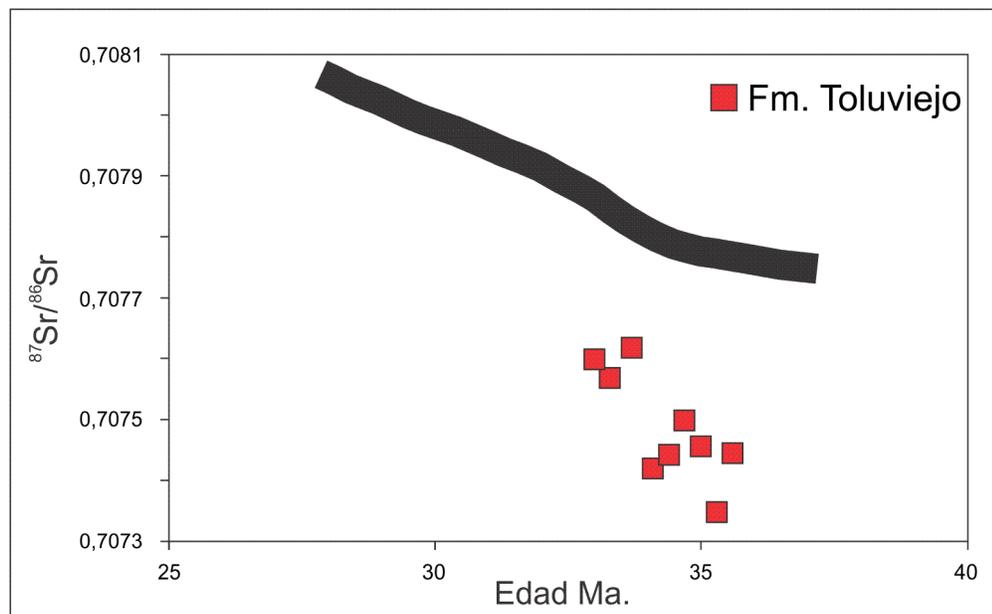


Figura 25. Composiciones isotópicas de Sr obtenidas en este trabajo para la Formación Tolviejo dibujadas con respecto a la curva mundial para el Eoceno Tardío-Oligoceno temprano. Obsérvese la mala correlación entre los análisis presentados y los globales.

8.1.2.2. Formación Ciénaga de Oro-Edades a partir de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

La muestra más profunda de este pozo (P16-63.26) presenta una relación isotópica de 0.7082309 la cual es un valor cercano pero menor al promedio establecido para la base del Mioceno (0.70824 para Hodell and Woodruff, 1994) (**Tabla 3, Figura 26**). Para esta muestra se estableció a partir de la bioestratigrafía una edad de Aquitaniano (ANH-Universidad de caldas, 2011; **Figura 8**) y una edad quimioestratigráfica de 23.1 Ma. Situación similar ocurre con la muestra superior (P16-72.96) la cual presenta un valor consistente con el valor anterior y sin mayores indicios de alteración diagenética. Igualmente esta concordancia en los valores pueden ser indicativos de la parte más baja del Mioceno donde se ha observado una tendencia plana en un intervalo menor de 1 My. siendo una de las situaciones con mayores dificultades para la determinación de edades quimioestratigráficas (Hodell and Woodruff, 1994, McArthur et al., 2001, McArthur and Howarth, 2004).

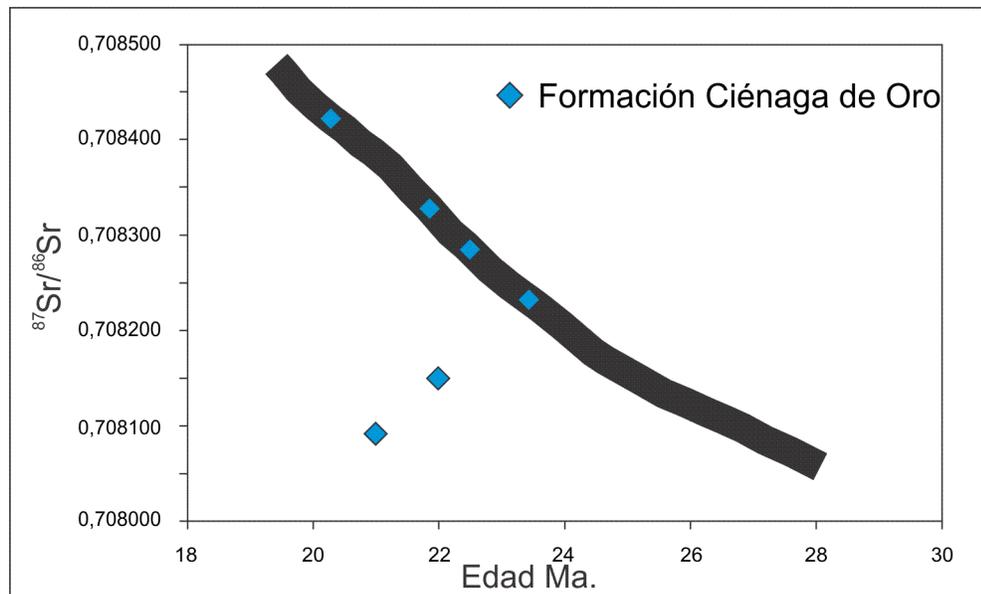


Figura 26. Composiciones isotópica de Sr obtenidas para la Formación Ciénaga de Oro (pozo P16) en este trabajo dibujadas con respecto a la curva mundial para el Oligoceno-Mioceno temprano.

8.1.2.3. Formación Porquera-Edades a partir de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Entre los dos intervalos discutidos anteriormente se presentan diferencias marcadas en las edades calculadas y en las edades bioestratigráficas de referencia para este pozo. Las muestras inferiores presentan relaciones isotópicas las cuales dan edades mezcladas, con una edad máxima de 32.55 Ma. y una edad mínima de 20.95 Ma. Estos valores no coinciden con los valores postulados para la base del Mioceno (Hodell and Woodruff, 1994) como lo indican las edades bioestratigráficas obtenidas por la Universidad de Caldas-ANH (2011), la cual la ubica en la zona NN2 de nanofósiles calcáreos (**Figura 9**). Para estas muestras se

sugiere la influencia de una fuente continental con bajo contenido de ^{87}Sr en la composición isotópica determinada (**Tabla 3, Figura 27**).

Tabla 3. Edades calculadas a partir de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, utilizando “Look-up table Version 4: 08/04.

| Muestra | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Edad Calculada | Formación | Edad Bioestratigráfica |
|------------|---------------------------------|----------------|----------------|------------------------|
| P8-192,49 | 0.707444 | - | Toluviejo | Priaboniano-Rupeliano |
| P8-193,06 | 0.707347 | - | Toluviejo | Priaboniano-Rupeliano |
| P8-198,49 | 0.707456 | - | Toluviejo | Priaboniano-Rupeliano |
| P8-203,85 | 0.707498 | - | Toluviejo | Priaboniano-Rupeliano |
| P8-204,59 | 0.707442 | - | Toluviejo | Priaboniano-Rupeliano |
| P8-220,13 | 0.707419 | - | Toluviejo | Priaboniano-Rupeliano |
| P8-264,19 | 0.707618 | - | Toluviejo | Priaboniano-Rupeliano |
| P8-274,99 | 0.707568 | - | Toluviejo | Priaboniano-Rupeliano |
| P8-279,57 | 0.707598 | - | Toluviejo | Priaboniano-Rupeliano |
| P16-63,26 | 0.708231 | 23,45 | Ciénaga de Oro | Aquitano |
| P16-72,96 | 0.708230 | 23,45 | Ciénaga de Oro | Aquitano |
| P16-126,73 | 0.708284 | 22,5 | Ciénaga de Oro | Aquitano |
| P16-134,29 | 0.708150 | 25,1 | Ciénaga de Oro | Aquitano |
| P16-157,27 | 0.708328 | 21,85 | Ciénaga de Oro | Aquitano |
| P16-159,01 | 0.708092 | 27 | Ciénaga de Oro | Aquitano |
| P16-186,38 | 0.708423 | 20,3 | Ciénaga de Oro | Aquitano |
| P18-76,14 | 0,708389 | 20,95 | Porquera | Aquitano |
| P18-78,15 | 0,707889 | 32,55 | Porquera | Aquitano |
| P18-80,9 | 0,708054 | 28,2 | Porquera | Aquitano |
| P18-81,59 | 0,708248 | 23,1 | Porquera | Aquitano |
| P18-93,66 | 0,708352 | 21,5 | Porquera | Aquitano |
| P18-96,62 | 0,708381 | 21,1 | Porquera | Aquitano |
| P18-105,32 | 0,708365 | 21,35 | Porquera | Aquitano |
| P18-128,75 | 0,708407 | 20,55 | Porquera | Aquitano |
| P18-205,01 | 0,708474 | 19,5 | Porquera | Burdigalian |

El segundo grupo de muestras presenta valores de estroncio que aumentan progresivamente hacia los niveles superiores de la sucesión y en los cuales es posible hacer cálculos de edad. La edad de la muestra inferior de este intervalo (P18-93.66) se calcula en 21.5Ma y la muestra superior de este intervalo (P18-205.01) con una edad de 19,5Ma (**Tabla 3, Figura 27**). Estas muestras están comprendidas entre las biozonas NN1 y NN2 de nanofósiles calcáreos como fue establecido por la Universidad de Caldas-ANH (2011; **Figura 9**).

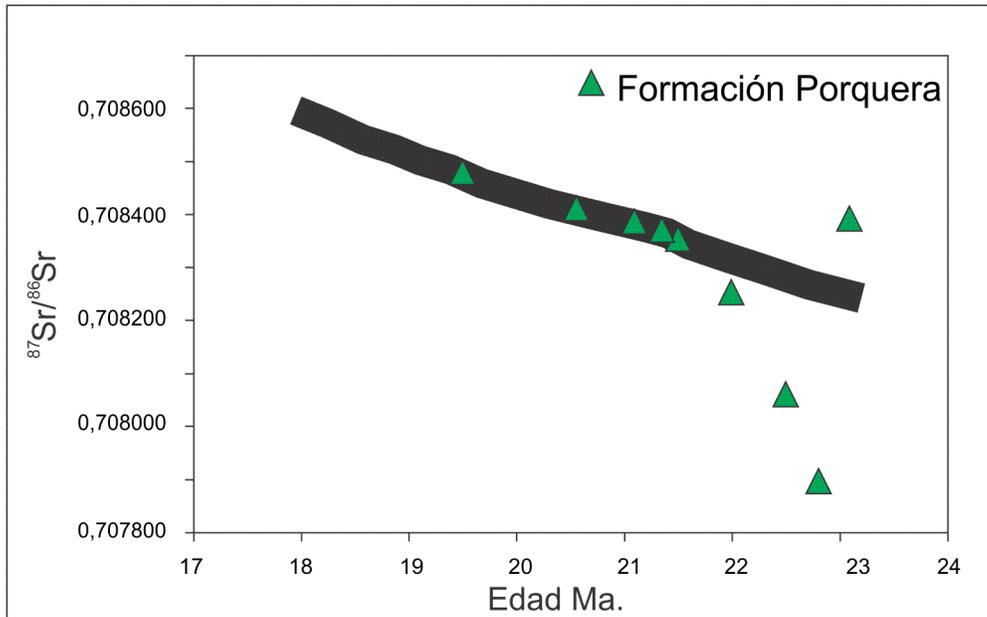


Figura 27. Composiciones isotópicas de Sr obtenidas para la Formación Porquera (pozo P18) con respecto a la curva mundial para el Mioceno Temprano.

8.2. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

8.2.1. ANALISIS DE FACIES, ASOCIACIONES FACIALES E INTERPRETACION DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS

A partir de las litofacies identificadas para los dos pozos y presentadas en los **Anexos 1A** y **1B** se determinaron 5 asociaciones faciales para la Formación Ciénaga de Oro y 1 asociación para la Formación Porquera, las cuales se describen a continuación y se presentan en la **tabla 4**.

8.2.1.1. Formación Ciénaga de Oro

Frente de playa (SH) y frente de playa inferior (SHI): asociaciones sólo presentes en la parte inferior del pozo P16 (**Figura 28**), las cuales en conjunto

presentan un espesor de 119 metros. Esta asociación está representada principalmente por capas de arenisca con tendencias granocrecinets y agradacionales, las cuales se presentan intercaladas con capas de arcillolitas y limolitas con un alto contenido de conchas de moluscos y una baja proporción de foraminíferos. Las capas de areniscas generalmente se presentan masivas con un alto contenido de conchas rotas. Localmente se presentan capas con laminaciones onduladas y planas paralelas, indicativas de acción de flujos asociados a olas y laminaciones flaser e intercalaciones lodosas asociadas posiblemente a la acción de mareas (Bhattacharya, 2006). Estas asociaciones son interpretadas como producto de sedimentación en un frente de playa influenciado por tormentas como los indican el alto contenido de conchas fracturadas de moluscos, además posiblemente de partes cercanas al límite de acción de olas y posiblemente bajo él, como lo representan los intervalos lutíticos presentes principalmente a la base del intervalo inferior del pozo P16 (**Figura 28**). En esta asociación se presentan elementos que pudieron ser depositados entre la parte baja del frente de playa y la parte superior de este con una marcada influencia de tormentas (Martínez et al., 2011) y con abundante retrabajamiento por organismos los cuales no permiten la preservación de estructuras sedimentarias.

Tabla 4. Asociaciones de facies determinadas para las formaciones Ciénaga de oro y Porquera.

| ASOCIACION | FACIES | DESCRIPCIÓN |
|--|----------------------------------|--|
| SH-Frente de playa SHI-Frente de playa inferior | Am(c)-App-Am-Ao-Afl-Pk-Fm(c)-lpp | Capas muy gruesas y tendencias generalmente granodecrecientes y agradacionales. Posibles evidencias de tormentas |
| FD-Frente deltaico | Am-Cm-Am(c) | Capas muy gruesas de areniscas con tendencias granodecrecientes y laminadas |
| E- Estuarino-mareal | lpp-lm-Ao-lfen-lm-Afl | Intercalaciones arenisca-lodolita laminadas |
| P-Plataforma | Fm(c)-Am (c) | Capas muy espesas con abundantes microfósiles |

Estuarino-Mareal (E): asociación común en los dos pozos estratigráficos (**Figuras 28 y 29**) la cual está compuesta por intercalaciones de capas delgadas y medias de areniscas y lodolitas laminadas las cuales se presentan en conjuntos habitualmente entre 15 y 20 metros de espesor. Las diferentes capas presentan una alta proporción de fragmentos carbonizados y láminas carbonosas en los sets de laminación, los cuales son indicativos de influencia continental. Comúnmente las diversas capas se presentan bioturbadas en diversos grados lo cual es indicativo de condiciones fluctuantes en la sedimentación, donde los depósitos altamente bioturbados indican acumulación en fondos de baja energía, bajas tasas de depósito y condiciones aeróbicas, que permiten el retrabajamiento del sustrato por parte de los organismos bentónicos (Bhattacharya and Walker, 1992;

Battacharya, 2006). Las capas de areniscas laminadas son indicativas de periodos de alta energía, donde no se presenta bioturbación y están asociados principalmente a descargas rápidas del sistema fluvial lo cual impide la colonización de organismos bentónicos (Battacharya and MacEachern, 2009). Las capas de areniscas masivas que interrumpen los segmentos laminados pueden estar asociadas a tormentas, lo cual explicaría la presencia de fragmentos fracturados de conchas de moluscos en estas sucesiones y la baja bioturbación que presentan estos intervalos (Battacharya and MacEachern, 2009). La alta presencia de facies heterolíticas (laminaciones flaser, onduladas y lenticulares) es indicativa de influencia mareal, tanto si el ambiente es plenamente estuarino o si por el contrario es un delta influenciado por mareas, las cuales se han observado en otros sistemas deltaicos influenciados por mareas (e.g. Ta et al., 2002; Gani et al., 2007, Gani and Battacharya, 2007), además por la presencia escasa de foraminíferos plantónicos. Estas características son típicas de ambientes de llanuras deltaicas bajas, las cuales son muy sensitivas a cambios entre los balances hidrodinámicos y el aporte fluvial, además de los cambios en el nivel del mar (Allison et al., 2003). Por lo tanto en el pozo P16 entre el intervalo entre 127 y 190 metros, se presenta una influencia marina no constante, con un alta proporción de capas de lodolitas y una posible depositación en un área estuarina donde los cuerpos de arena laminadas pueden representar áreas cercanas a los canales distributarios los cuales se depositaron en momentos de alta descarga de y representan las partes de mayor energía del ambiente (Boyd et al., 2006). La parte baja del pozo P18 y el intervalo comprendido entre 190 y 255 metros en el pozo P16, presenta facies indicativas de depositación en un canal estuarino con menor influencia marina, con depositación mayormente lodosa, la cual posiblemente se dio en un sector de menor energía donde los procesos fluviales y marinos son casi igualables y se da una depositación en unas condiciones de muy baja energía (Bhattacharya, 2006, Boyd et al., 2006). Adicionalmente se pudieron formar algunos depósitos de desborde (crevasse splays) y en general tendencias granodecrecientes, además de un aumento en el contenido de material carbonoso entre las laminaciones y como fragmentos dentro de las capas indicando un mayor aporte de material transportado por los ríos en el sitio de depósito.

8.2.1.2. Formación Porquera

Barras de desembocadura (BD): Elemento presente en los dos pozos estratigráficos (**Figuras 28 y 29**), el cual se presenta en transición entre la Formación Ciénaga de Oro y las lodolitas de la Formación Porquera. Esta asociación se presenta como cuerpos de capas muy gruesas de areniscas generalmente masivas y con abundantes fragmentos de conchas de macrofósiles rotas y algunos fragmentos carbonizados, indicando una depositación rápida de estos. Las capas presentan tendencias levemente granodecrecientes y espesores cercanos a los 20 metros en los dos pozos estudiados (**Figuras 28 y 29**). Estas asociaciones podrían estar relacionadas a pulsos rápidos dominados por un sistema fluvial además de injerencia de tormentas, mientras que los niveles

laminados representan periodos con sedimentación lenta y migración de formas de fondo arenosas (Battacharya, 2006), los cuales podrían representar elementos asociados a barras desembocadura. Adicionalmente las intercalaciones lodosas pueden reflejar fuertes condiciones hidrodinámicas causadas principalmente por corrientes mareales y altas tasas de depositación (Ta et al., 2002). Esta asociación se presenta en un aumento relativo del nivel base y está suprayacida por depósitos finos acumulados en un ambiente de plataforma, los cuales progresivamente fueron inundando la cuenca.

Plataforma (P) (Figuras 28 y 29): elemento que constituye el único constituyente de la Formación Porquera y se compone por capas muy gruesas de lodolitas con un alto componente calcáreo y con abundantes microfósiles principalmente de foraminíferos y moluscos, típicos de back-reef. Las capas de lodolitas presentan intercalaciones de capas muy gruesas de areniscas calcáreas con una alta proporción de glauconita. Esta asociación en el pozo P18 alcanza un espesor mayor a 300 metros. Este tipo de sedimentación ocurre bajo el nivel de acción de olas y tormentas (Pickerill and Brenchley, 1991). Según los análisis bioestratigráficos de foraminíferos, esta asociación de facies se hace cada vez más profunda pasando de condiciones de plataforma somera en la base de la unidad a una depositación en la plataforma externa a talud superior hacia la parte superior de esta (Navarrete et al., 2011; Martínez et al., 2011, Universidad de Caldas-ANH, 2011).

8.2.2. Ambientes Sedimentarios

Formación Ciénaga de Oro

Según el análisis de asociaciones de facies para los pozos P16 y P18 que perforaron la Formación Ciénaga de Oro, esta se depositó en un ambiente transicional donde los depósitos más antiguos perforados (parte baja del P16) se depositaron en un frente de playa o plataforma interna con acción de tormentas y acumulaciones de capas bioclásticas compuestas por abundantes conchas de moluscos rotas y por retrabajamiento de foraminíferos de las unidades más antiguas. Este tipo de sedimentación cambió en el tiempo hacia una sedimentación con mayor influencia continental en una zona estuarina donde la sedimentación se desarrolló principalmente en áreas pantanosas influenciada por mareas las cuales tienen variable influencia de aguas continentales fluviales, las cuales posiblemente son más notorias hacia la parte superior de la sucesión estudiada (Rosero et al., 2011; Parra et al., 2011). La sucesión de la parte baja del pozo P18 representa posiblemente un sector donde la influencia marina fue mucho más marcada debido a la menor proporción de lodolitas con respecto al pozo P16.

Esta unidad culmina con una sedimentación arenosa, la cual se dio en canales cercanos a la zona de desembocadura del estuario y posiblemente representando

elementos de barras de desembocadura en un ambiente de frente deltaico (**Figura 30**).

Formación Porquera

La asociación monótona y muy espesa de la Formación Porquera en los dos pozos estratigráficos estudiados es indicativa de una sedimentación en un ambiente de plataforma donde fue posible acumular por suspensión la gran cantidad de microfósiles calcáreos presentes en la litología de esta unidad. Análisis batimétricos para foraminíferos de esta unidad (Navarrete et al., 2011; Martínez et al., 2011; Universidad de Caldas-ANH, 2011) indican que los depósitos se hacen cada vez más profundos alcanzando incluso la depositación en la parte superior del talud continental (**Figura 31**).

Los ambientes sedimentarios para la Formación Porquera se basan en las características litológicas de la sucesión sedimentaria y en la integración con los análisis bioestratigráficos (Universidad de Caldas-ANH, 2011), y en general se diferencia de otras de ambientes sedimentarios propuestos por otros autores (e.g. Dueñas y Duque, 1984; Guzmán et al., 2004) los cuales proponen una depositación en condiciones de mayor profundidad en ambientes batiales.

8.3. CICLOS ESTRATIGRÁFICOS

En esta parte de la tesis se presenta una propuesta de ciclos estratigráficos para las formaciones Ciénaga de Oro y Porquera en el Mioceno temprano, la cual se basa en las características determinadas a partir del estudio de pozos estratigráficos y correlacionados a partir de una base bioestratigráfica (Universidad de Caldas-ANH, 2012) y quimioestratigráfica (presentada anteriormente). La interpretación de ciclos estratigráficos se realiza teniendo en cuenta los planteamientos habituales en los análisis estratigráficos secuenciales (e.g. Catuneanu, 2006), aunque con importantes modificaciones debido al tipo de cuenca sedimentaria y de ambiente tectónico en el cual se depositaron las sucesiones sedimentarias analizadas. Principalmente se determina que los límites de secuencias para esta cuenca no corresponden con superficies sincrónicas ya que estas superficies dependen de la ubicación de la sección en la cuenca y su relación con los sistemas de fallas distensivas que estuvieron activas en el momento de la sedimentación.

Se identifican tres ciclos estratigráficos cada uno con sus características ambientales particulares Aunque estos ciclos sean comunes en los dos pozos estudiados difieren en cuanto su edad (**Figura 32**), que como se va a discutir posteriormente está relacionada a la forma en que se generó espacio de acomodación relacionado a subsidencia por transtensión (Flinch, 2003), por rotación de bloques (Reyes et al., 2004; Montes et al., 2010), o colapso tectónico

(Arminio et al., 2011) lo cual ocasionó que a pesar de la corta distancia entre los dos pozos (~2.6 Km) la ubicación en partes diferente de los bloques de fallas que se presentan cercanos al sistema de fallas de Romeral generen segmentos que subsiden rápidamente yuxtapuestos con segmentos en los cuales la subsidencia fue mucho más lenta y por lo tanto la inundación que representa la Formación Porquera llegará posteriormente, así como los límites de secuencia.

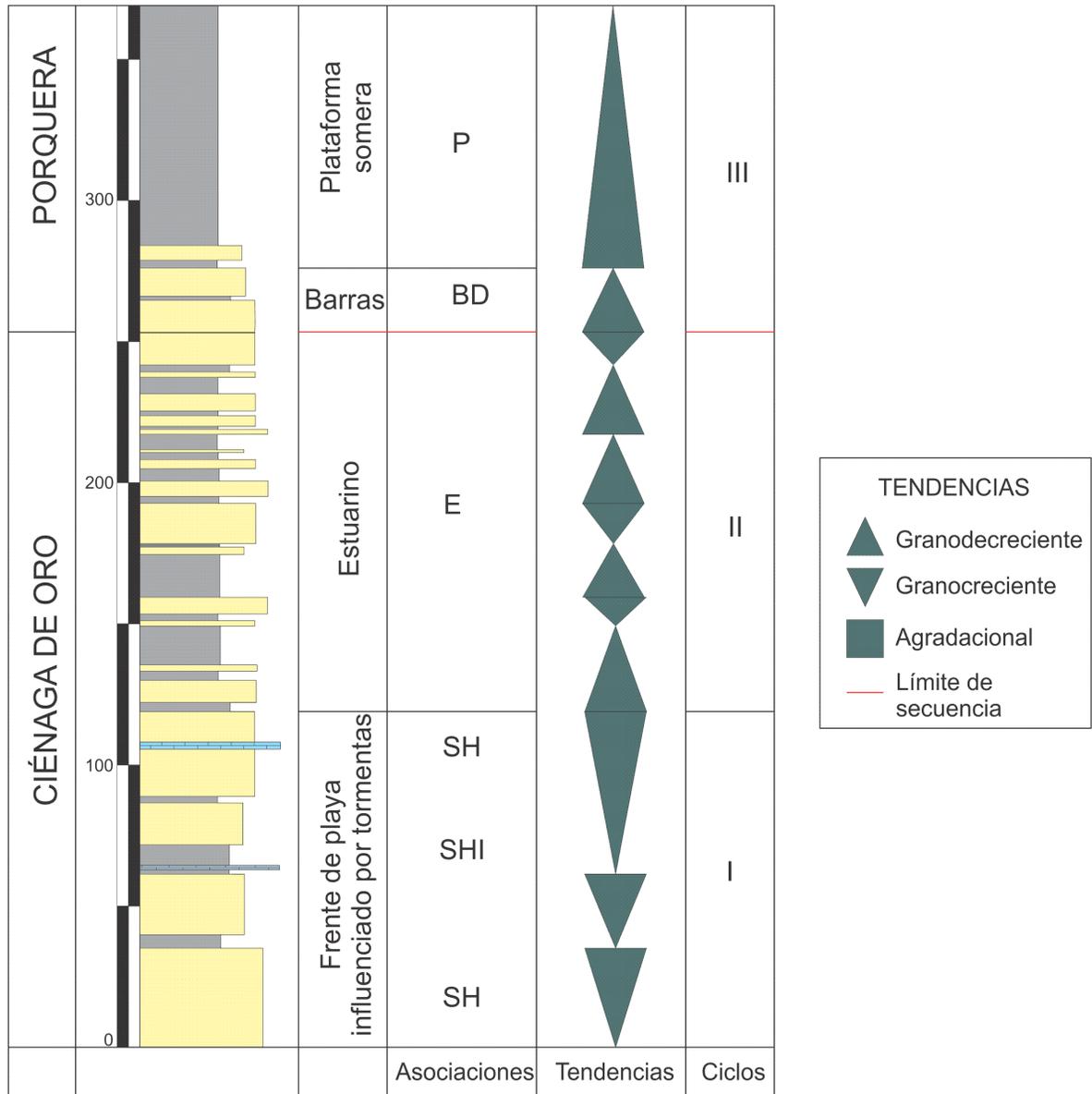


Figura 28. Asociaciones faciales y tendencias para la Formación Ciénaga de oro y Porquera en el pozo P16.

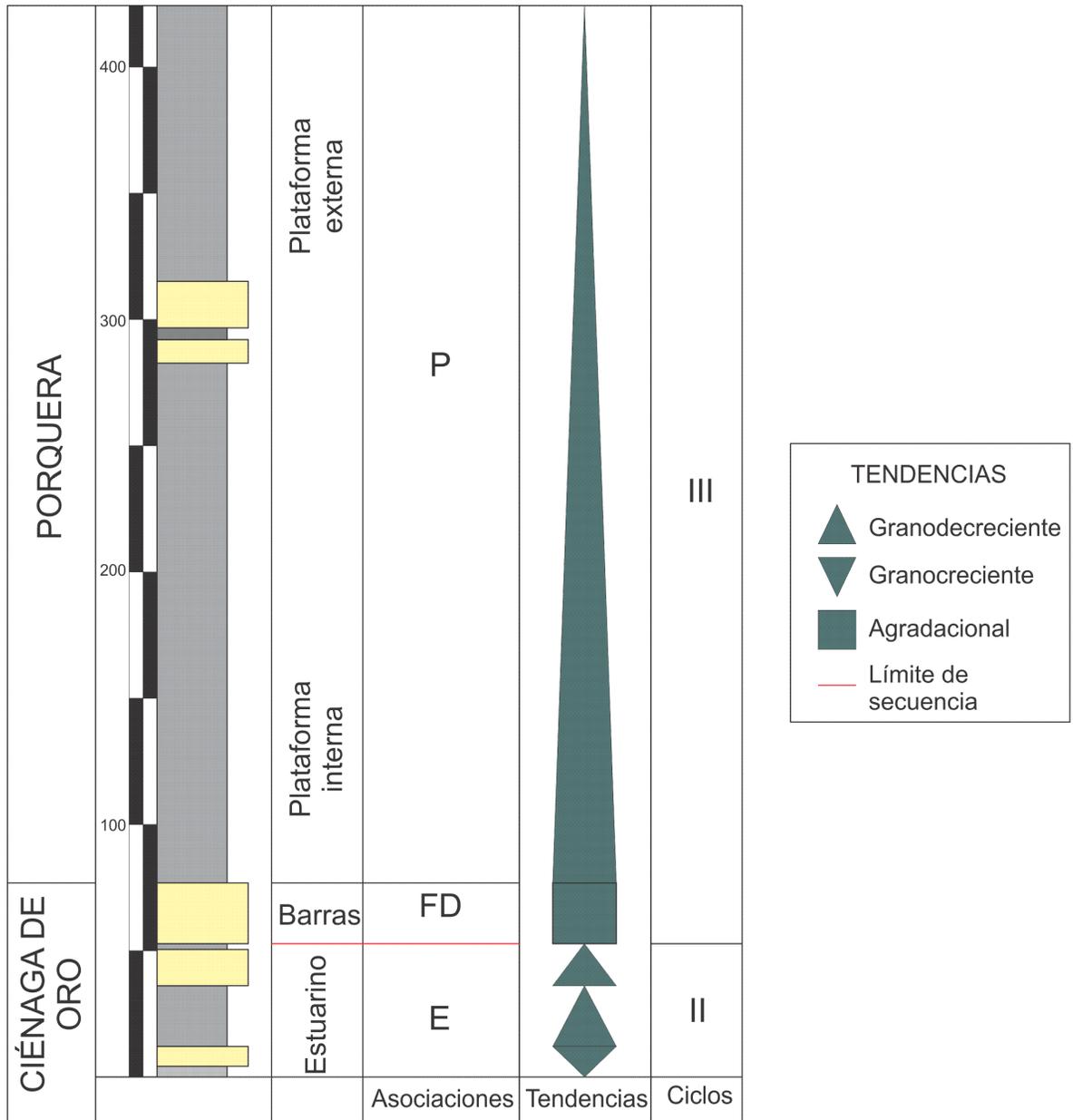


Figura 29. Asociaciones de facies y tendencias determinadas para las formaciones Ciénaga de Oro y Porquera en el pozo P18.

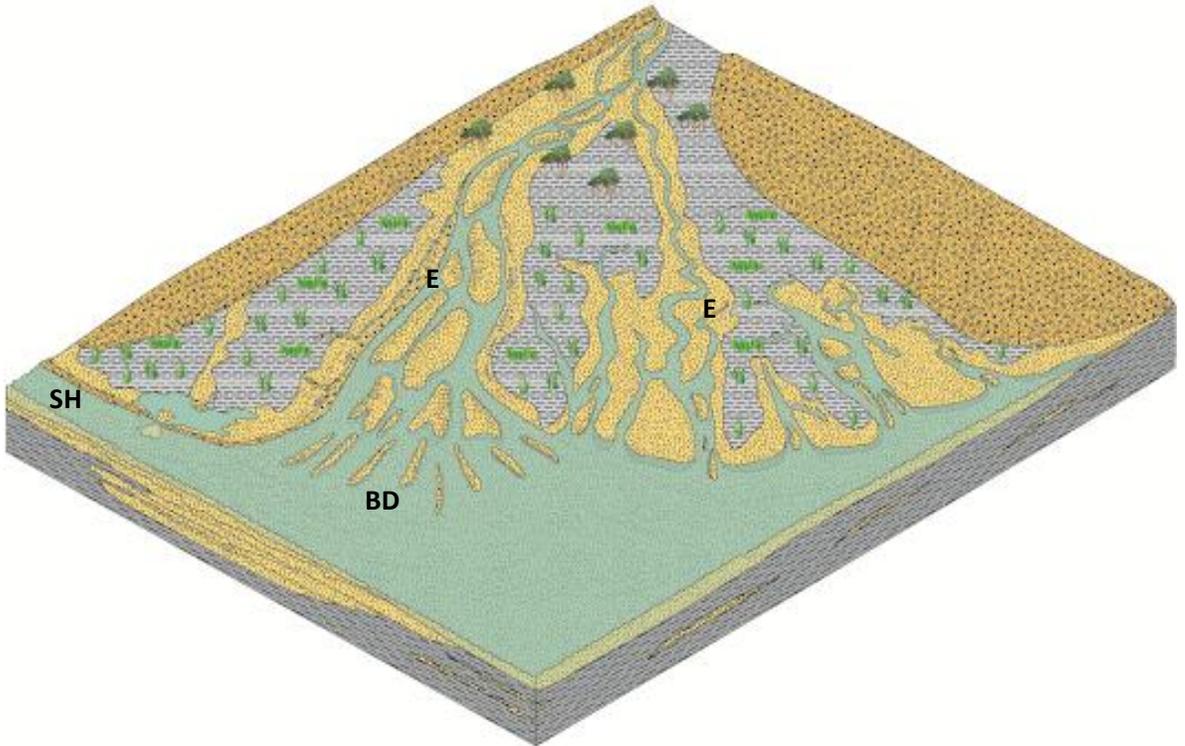


Figura 30. Modelo depositacional para la Formación Ciénaga de Oro.

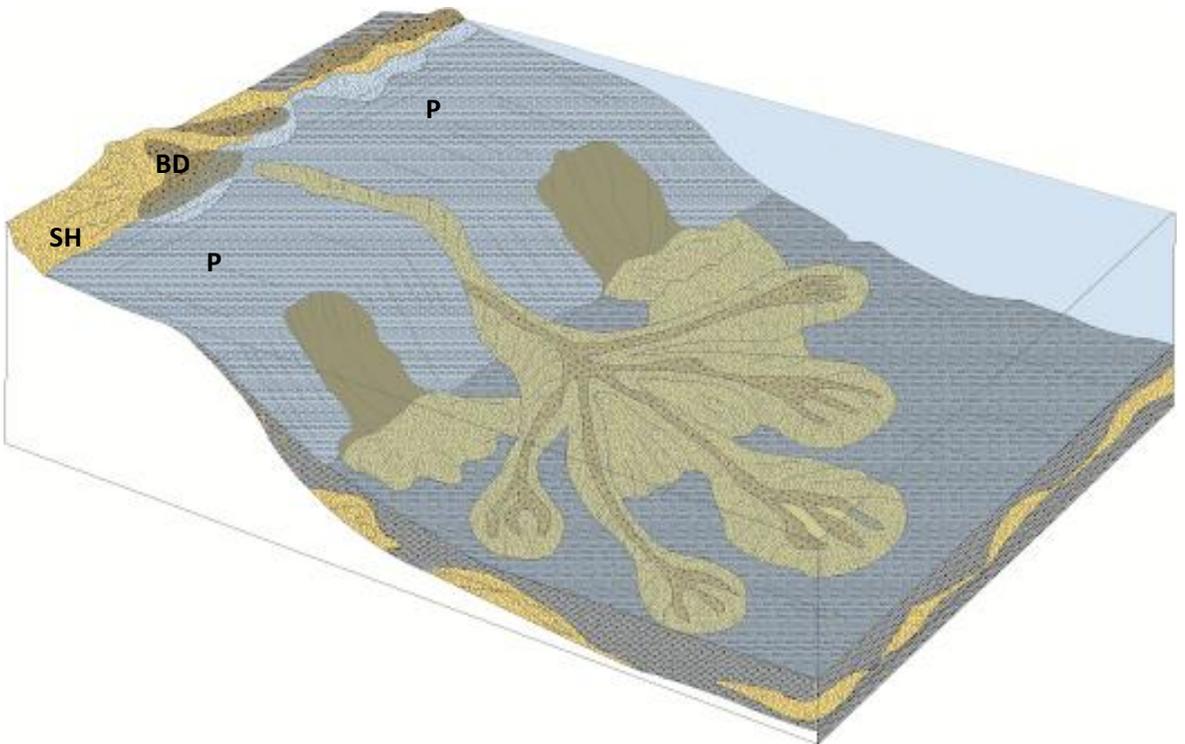


Figura 31. Modelo depositacional para la Formación Porquera.

8.3.1. Ciclo I

El ciclo I corresponde con la parte baja de la Formación Ciénaga de Oro perforada en el pozo P16 (**Figura 28**) y no presente en el pozo P18. Este ciclo presenta un espesor total de 123m. y fue dividido en ciclos de menor orden (**ANEXO 1**) los cuales no son simétricos, lo cual puede ser indicativo principalmente de diferencias en el espacio de acomodación o en las tasas de sedimentación. El ciclo I está comprendido por 10 ciclos de corta duración los cuales presentan tendencias principalmente granocrecientes, aunque entre ellas se presentan tendencias granodecrecientes y agradacionales. La depositación de este ciclo está muy influenciada por la acción tormentas como se puede observar en el alto contenido de moluscos fracturados y en las facies principalmente masivas y poco bioturbadas presentes en este. El ciclo inicia con una sedimentación compuesta por capas muy gruesas de areniscas en conjunto con un espesor aproximado de 35 m. de espesor. Las areniscas son masivas, ocasionalmente con laminación plana paralela y contenido abundante de microfósiles de moluscos y algunos restos de plantas. Estas capas presentan en general una tendencia granocreciente y somerizante. Este segmento se depositó posiblemente en zonas de frente de playa con influencia de tormentas y un nivel del base cada vez más elevado, lo cual sumado a altas tasas de sedimentación pudieron generar los patrones somerizantes y agradacionales presentes en este segmento inferior.

La parte inferior de este ciclo es suprayacida por una sedimentación principalmente lodosa aunque se presentan intercalaciones de capas gruesas de areniscas y calizas bioclásticas hacia la parte media de este intervalo. En general se presentan tendencias profundizantes para este sector, el cual es adicionalmente muy rico en restos fósiles muchos de ellos bien preservados. Las areniscas presentan laminación y un contenido bajo de materiales carbonosos continentales. En general este segmento se depositó en condiciones de un frente de playa inferior cercano a la zona de transición con la plataforma donde se generó principalmente una sedimentación fina.

La parte final de este ciclo culmina con una sedimentación agradacional y somerizante caracterizada por una sucesión predominantemente arenosa, la cual es masiva aunque localmente presenta intercalaciones de lodolitas con laminación plana paralela. En este segmento es común la presencia de moluscos y equinodermos generalmente bien preservados, además de una alta bioturbación. Este segmento se depositó posiblemente en la parte baja de un frente de playa, donde la acción de las olas y las tormentas fue modulada por el alto retrabajamiento de los organismos los cuales destruyeron las estructuras físicas primarias.

Los análisis isotópicos realizados para este ciclo indican que las condiciones marinas perduraron a lo largo de toda este, ya que los resultados obtenidos a partir de los isotopos de Sr indican claramente que las conchas de moluscos

analizadas en este trabajo presentan la composición isotópica del mar en el cual fueron depositadas entre el Chattiano y la base del Aquitaniano.

En general se interpreta este ciclo como el resultado de la rápida creación de espacio de acomodación en la cuenca, donde la génesis de estos depósitos están relacionados a un estado de bajo espacio de acomodación indicado por las agradación de capas arenosas, además de sus características masiva, las cuales evolucionaron en el tiempo a las condiciones presentes en el ciclo II (**Figura 33**).

8.3.2. Ciclo II

Este es un ciclo espeso constituido por intercalaciones arenisca-lodolita con una mayor proporción de estas últimas. En este ciclo se presentan principalmente sucesiones granodecrecientes y ocasionales granocrecientes. Este ciclo presenta la mayor diversidad de facies para todos los ciclos. Este se compone principalmente de areniscas y lodolitas con laminaciones onduladas, planas paralelas y facies heterolíticas, acompañadas por un alto contenido de material carbonizado y restos de plantas, hacia la parte inferior de este ciclo se presentan ocasionales conchas de moluscos y foraminíferos. La bioturbación en este ciclo es variable, principalmente en los segmentos lodosos.

El ciclo inicia con el apilamiento de dos segmentos muy similares comprendidos entre los 123 y 186 metros de columna (**ANEXO 1**, pozo P16) y se compone por una sucesión de lodolitas con laminación plana paralela intercaladas con algunas capas de areniscas masivas y con laminación plana paralela bioturbadas y con presencia de conchas de moluscos, generalmente las capas de areniscas presentan contactos erosivos con capas lodosas y ocasionalmente laminaciones flaser. Hacia la parte superior del segmento es común la presencia de restos de plantas e improntas de hojas. Las tendencias en este segmento del ciclo II son tanto somerizantes como profundizantes y ocasionalmente agradacionales. El segmento inferior depositó posiblemente bajo condiciones fluctuantes de energía en las que la depositación lodosa fue predominante y su génesis está asociada a la depositación en una zona estuarina con influencia mareal, en la que las capas de areniscas con contactos erosivos representan descargas rápidas de un sistema fluvial el cual erosiona la sedimentación lodosa anterior. Esta parte corresponde con un incremento en el espacio de acomodación así como un aumento en el nivel base con respecto al ciclo I o por el contrario podría corresponder con cambios laterales de facies. Adicionalmente los análisis isotópicos de Sr realizados en este segmento (mostradas en el capítulo anterior) muestran una influencia alterna en la composición isotópica de las conchas donde se presentan señales plenamente marinas y señales que muestran la influencia de fuentes fluviales y las cuales están relacionadas a los sectores aledaños de la cuenca que representan las fuentes que se estaban meteorizando.

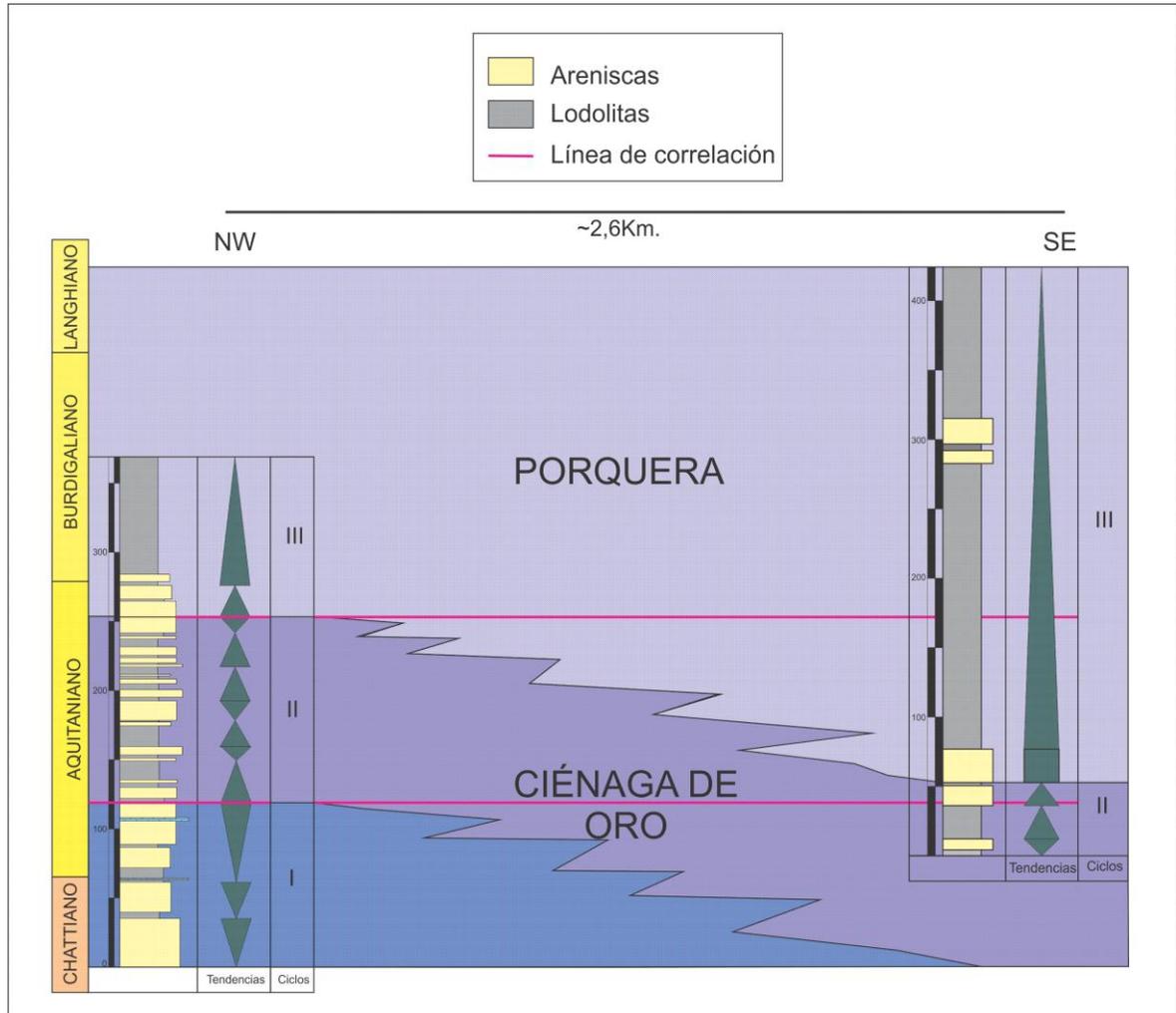


Figura 32. Correlación de los ciclos estratigráficos presentes en las formaciones Ciénaga de oro y Porquera. Obsérvese la diacroneidad de los tres ciclos estratigráficos determinados para los dos pozos estudiados.

Hacia la parte superior del ciclo II se presenta un segmento comprendido entre los 186 y 255 metros el cual corresponde con una sucesión heterolítica compuesta por intercalaciones de areniscas y lodolitas generalmente laminadas. Con respecto a la parte inferior del ciclo II se presenta un aumento marcado en la proporción de capas de areniscas, además de un incremento en el contenido de material carbonoso y disminución en la proporción de conchas de moluscos y en los elementos marinos como los nanofósiles y foraminíferos (Universidad de Caldas-ANH, 2011). La parte superior del ciclo posiblemente se depositó en una llanura mareal con baja influencia marina, donde las capas arenosas representan los depósitos asociados a canales distributarios y a depósitos de desborde, mientras

que la sedimentación lodosa representa zonas pantanosas que bordean los canales y en los que fue posible el alto retrabajamiento de organismos y las condiciones anóxicas que permitieron la preservación de materia orgánica.

El ciclo II representa un aumento en la subsidencia tectónica y en la generación de espacio de acomodación en la cuenca del Valle Inferior del Magdalena, donde se dio la progradación de la sedimentación hacia la cuenca de San Jorge (**Figura 33**) la cual cada vez generó mayor espacio para la acumulación de sedimentos. Este ciclo puede estar relacionado a altas tasas de generación de espacio de acomodación y un aumento en el nivel base como se constata con la alta influencia mareal en los depósitos de este ciclo. Este ciclo precede el momento de mayor generación de espacio de acomodación para el Mioceno así como el momento de mayor inundación para la cuenca del Valle Inferior del Magdalena el cual está representado en el ciclo III.

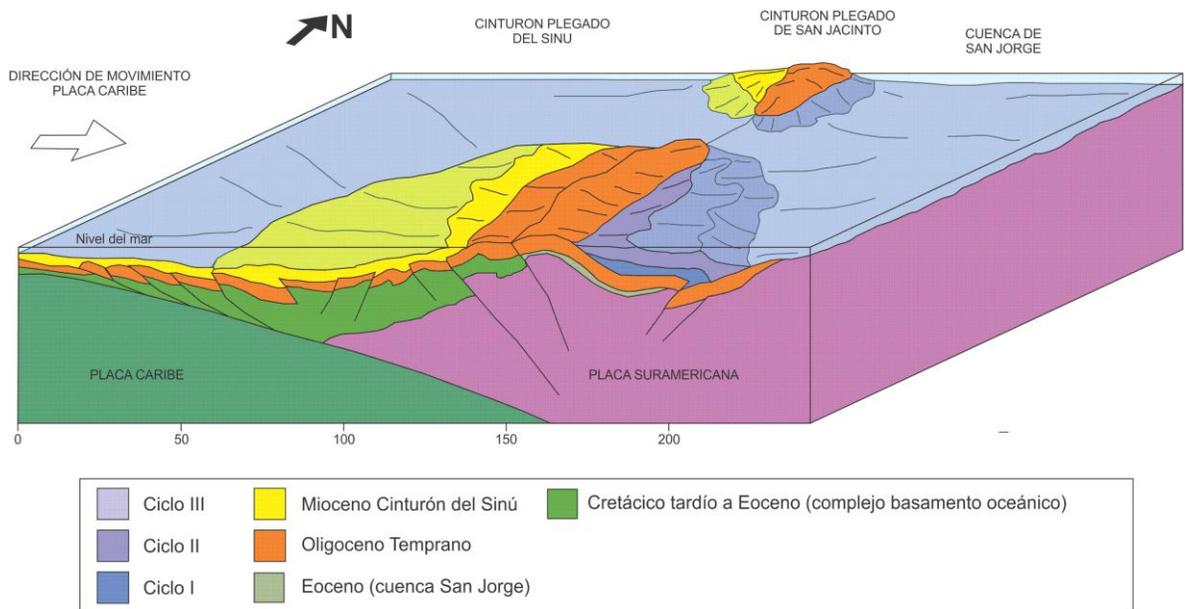


Figura 33. Modelo esquemático donde se representa el marco paleogeográfico en el que ocurrió la sedimentación de los ciclos I y II determinados en este estudio.

8.3.3. Ciclo III

Este ciclo está constituido en su parte inferior por capas muy gruesas de areniscas con tendencias principalmente agradacionales y profundizantes, las cuales interrumpen abruptamente el ciclo II. El segmento inferior del ciclo III se presenta en los dos pozos estratigráficos estudiados (**Figuras 28 y 29**) y se relaciona posiblemente a barras de desembocadura formadas en un momento de aumento en el nivel relativo del mar y retrogradación de los ambientes sedimentarios depositados con antelación.

Sobre este primer segmento se presenta una sucesión monótona la cual está representada por una potente sedimentación lodosa, con un alto contenido de microfósiles calcáreos y hacia la parte superior de esta presencia de glauconita reemplazando pellets y foraminíferos. Este ciclo marca una tendencia profundizante indicada por la laminación plana paralela y la baja bioturbación, indicativas de condiciones bajo el nivel de acción de olas y tormentas, los cuales permitieron igualmente la sedimentación de microfósiles en fondos planos y tranquilos. Este ciclo del Mioceno presenta una amplia distribución en las cuencas del norte de Colombia, y según sus características litológicas y su contenido de materia orgánica se puede constituir en una fuente importante de hidrocarburos. Este ciclo se interpreta como un periodo con un alto nivel del mar el cual se asocia igualmente a tasa máxima de generación de espacio de acomodación tectónico debido a los procesos de interacción con la placa Caribe y al régimen transtensivo que se originó en el borde norte de Colombia (**Figura 34**, Mantilla et al., 2009).

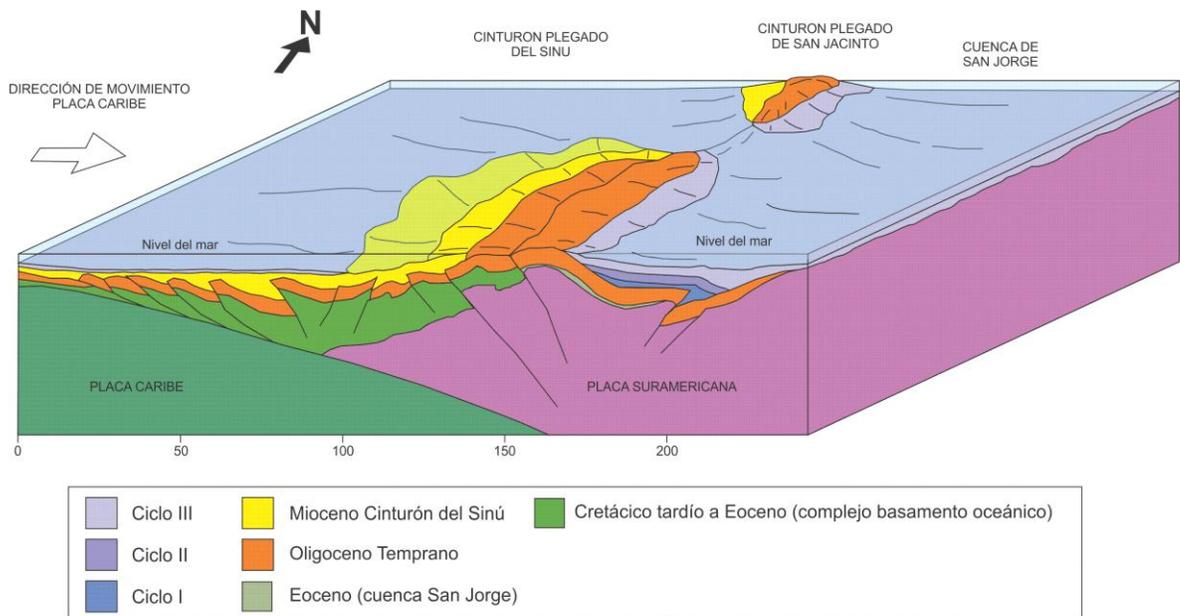


Figura 34. Modelo esquemático que representa las condiciones paleogeográficas al momento de la sedimentación del ciclo III.

8.4. INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS QUIMIOESTRATIGRÁFICOS A LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LAS CUENCAS DEL NORTE DE SURAMÉRICA

La Formación Toluviejo es una unidad calcárea distribuida en las cuencas del norte de Colombia (**Figura 4 y 5**). En el pozo estudiado (P8) presenta una composición anómala de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con respecto a los valores globales para el agua del mar en el Eoceno Tardío-Oligoceno temprano (**Figura 23**). Una de las posibles explicaciones para esta característica es la posibilidad de que presenten alteración diagenética en un grado alto, situación que fue contrastada a partir de análisis multi-elementales e isotópicos los cuales indican la baja a nula alteración diagenética en la composición química (**Figura 24**). Una alternativa para explicar los valores bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es la posibilidad de que los carbonatos algaicos de la Formación Toluviejo sean el resultado de aportes de aguas de ríos con esta baja composición de Sr. Sin embargo para poder que aguas fluviales resulten en los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anómalamente bajos de los carbonatos de la Formación Toluviejo, al menos dos condiciones son necesarias. La primera es que los ríos drenen rocas con composiciones ricas de ^{86}Sr . La segunda es que los carbonatos hayan sido depositados en una cuenca con una semirestricta comunicación con mar abierto. Esto con el fin de permitir la modificación de las composiciones isotópicas de Sr y que se presenten foraminíferos plantónicos.

Con el fin de evaluar la primera condición, para esta unidad se realizaron análisis de épsilon de neodimio, LOS EPSILON DE Nd presenta valores negativos bajos (-2,65) para la muestra P8-193.06. Estos valores son muy diferentes a la media de los valores del Caribe (buscar info al respecto) e indican fuentes juveniles. Estos valores sumados a las composiciones isotópicas de estroncio bajas indican áreas de aporte de sedimentos con bajo contenido de estroncio radiogénico en el momento de depositación de estas rocas calcáreas.

Para la cuenca de San Jacinto se han indicado potenciales fuentes de aporte incluyendo las cordilleras Central y Occidental colombianas y la Sierra Nevada de Santa Marta, Los valores de Sr y Nd obtenidos en este estudio no son correlacionables con los reportados para el basamento siálico de estas dos fuentes (MacDonall and Hurley 1969, Restrepo-Pace et al., 1997, Ordoñez and Pimentel, 2002; Vinasco et al., 2006) los cuales han sido postulados como las áreas de aporte para el Paleógeno de la cuenca. Los valores de Sr y Nd están en cambio relacionadas al aporte de aguas provenientes de diversos sectores de la Cordillera Occidental colombiana (Kerr et al., 1997, 2002, 2003) la cual está constituida principalmente por rocas básicas de afinidad caribeña y las cuales han sido postulados como el posible basamento del Cinturón Plegado de San Jacinto (Duque-Caro, 1984; Reyes-Harker et al., 2004; Mantilla et al., 2009).

Se propone entonces que los valores de Sr y Nd obtenidos son indicativos de la influencia de una fuente tipo Cordillera Occidental al momento de la depositación de la Formación Toluviejo, aunque esta situación debe ser contrastada con análisis isotópicos en otras secciones o pozos de esta unidad, y con geoquímica de las intercalaciones de shales presentes en la sucesión.

Para investigar la segunda condición las composiciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para este pozo fueron comparados contra el pozo 522 del ODP (**Figura 35**) perforado en el Atlántico sur, los cuales representan condiciones de mar abierto (Salamy and Zachos, 1999). A pesar del bajo número de muestras analizadas, se pueden discriminar las tendencias isotópicas mayores para el pozo. Nuestros datos muestran para el Eoceno Tardío primero una excursión negativa de $\delta^{18}\text{O}$ de baja magnitud seguida por una excursión positiva y luego una excursión negativa de alta magnitud al final del Eoceno (muestra P8-220.13; Tabla 2, Figura 35). Hacia el Oligoceno los valores se tornan positivos, las cuales son indicativos de cambios climáticos los cuales se han discriminado en secciones globales (e.g. Zachos et al., 2001). Las relaciones $\Delta^{13}\text{C}$ muestran al final del Eoceno una importante excursión negativa que tiene buena correlación con los valores obtenidos para el pozo 522, y para secciones globales del Eoceno Tardío. Hacia el Oligoceno los valores se tornan positivos, y podrían corresponder con los periodos Oi-1a muestra P8-264.19) y posiblemente Oi-1b (muestra P8-279.57), determinadas para el pozo 522. A pesar de la similaridad en la evolución de las composiciones isotópicas, el registro de la Formación Toluviéjio muestra valores de $\Delta^{13}\text{C}$ muy por debajo de los observados en el registro del Atlántico sur. Los valores sugieren una semirestricción de la cuenca con aporte de aguas ricas en ^{12}C del continente a la cuenca de San Jacinto durante la depositación de los carbonatos algaicos. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ también sugieren una semirestricción con el aporte de aguas dulces a la cuenca generando estos bajos valores (**Tabla 2**), los cuales sugieren una disminución en la salinidad de las aguas semiconectadas al océano. La depositación de carbonatos de la Formación Toluviéjio se dio en una cuenca semirestringida, la cual se puede comparar con el registro Mioceno del Mediterráneo donde las diferencias en la salinidad y en las composiciones isotópicas de Sr muestran el cambio de una cuenca abierta a semirestringida donde las composiciones isotópicas de los carbonatos se desvían de las curvas globales para esos tiempos (e.g. Topper et al., 2011; Vasilev et al., 2011).

Las edades bioestratigráficas y las señales quimioestratigráficas obtenidas para los pozos P16 y P18 muestran una estrecha covariación (**Figura 23, 36 y 37**). Esta covariación sugiere que parte de los depósitos que conforman la Formación Ciénaga de Oro se depositaron contemporáneamente con los depósitos marinos de plataforma de la Formación Porquera (**Figura 37, Tabla 3**). La Formación Ciénaga de Oro se depositó desde finales del Oligoceno con una variable influencia marina y continental como lo demuestran las conchas empleadas en este estudio además del análisis de facies y micropaleontológicos (Parra et al., 2011; Martínez, 2011; Universidad de Caldas-ANH, 2011). Hacia la parte media del Aquitaniano se presenta un aumento en la subsidencia de la cuenca y se inicia la depositación de la Formación Porquera marcada por un cambio abrupto en las condiciones depositacionales. También se presenta retrabajamiento de foraminíferos del Oligoceno temprano (Universidad de Caldas-ANH, 2011) provenientes del Cinturón Plegado de San Jacinto.

La quimioestratigrafía isotópica de Sr en los dos pozos estudiados muestra picos negativos. Estos acompañan una marcada excursión negativa de $\delta^{18}\text{O}$ (**Figura 8 y 9**). Los dos pozos estratigráficos están separados una distancia cercana a los 2,6 Km. La similaridad en el registro quimioestratigráfico permite utilizar las señales negativas como un marcador de correlación para las dos sucesiones. Estas anomalías negativas además marcan un límite de secuencia para la Formación Porquera en el pozo P18 y regionalmente podrían representar un marcador quimioestratigráfico para las cuencas del Valle Inferior del Magdalena.

El retrabajamiento evidenciado por el registro bioestratigráfico, unido a los cambios depositacionales sugieren la ocurrencia de episodios tectónicos de levantamiento de las rocas pre-miocenas cercanas al trazo de la falla Romeral (Mantilla et al., 2009). Por encima de este intervalo las sucesiones sedimentarias se profundizaron paulatinamente y preservan una señal isotópica de Sr característica del agua del mar (**Tabla 2, Figura 23, 27 y 37**). Por lo tanto, a partir de la integración con la estratigrafía de las unidades estudiadas se sugiere que el tipo de depositación y la distribución de las diferentes facies en la cuenca del Valle Inferior del Magdalena estuvo controlada principalmente por la subsidencia asociada al fallamiento en la cuenca, en donde secciones más cercanas a los antiguos depocentros fueron las primeras en registrar la inundación de la Formación Porquera, mientras que en sectores más cercanos al trazo de la falla Romeral la generación de espacio de acomodación fue menor y la inundación fue posterior. De esta manera la base de la Fm. Porquera en el pozo P18 muestra las primeras etapas de inundación y apertura donde la cuenca presentaba aun cierta restricción con mar abierto debido a las señales de Sr registradas, las cuales indican el provincialismo de esta. Mientras que hacia la parte superior de las condiciones marinas abiertas, así como las señales isotópicas determinadas.

Las señales isotópicas de C y O se pueden correlacionar parcialmente con los valores obtenidos para pozos marinos perforados por el ODP en el Caribe (Mutti, 2001), en el que los datos obtenidos en este estudio presentan tendencias similares a las obtenidas para estos pozos. Para los análisis de isótopos de O se presenta una tendencia de aumento en la relación $\delta^{18}\text{O}$ pasando de valores de -2.26‰ hacia la base del Aquitaniano y valores de -0.35‰ hacia la parte superior del Aquitaniano, los cuales se hacen cada vez más positivos hacia el Burdigaliano (-0.05‰) (**Figura 8**).

Adicionalmente, análisis de litofacies e isotópicos muestran que los valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ ocurren en sedimentos de la Formación Ciénaga de Oro y Porquera depositados en la parte baja del Aquitaniano caracterizados por ambientes transicionales mareales y de plataforma somera los cuales presentan porcentajes altos TOC y los que depositaron en ambientes con un alto espacio de acomodación y preservación de materia orgánica (**Figura 38**). Hacia la parte superior del Aquitaniano y el Burdigaliano las unidades se profundizaron y

presentan valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$, acompañados por disminución en los valores de TOC. Este cambio en el carbono sirve como un criterio adicional para correlacionar las sucesiones sedimentarias analizadas (**Figura 27, 37**).

8.5. CONCLUSIONES DE LA QUIMIOESTRATIGRAFIA

Las muestras de la Formación Toluviejo a pesar de presentar una composición isotópica de Sr anómala no presentan mayores rasgos de alteración diagenética, y sus relaciones isotópicas indican la influencia de una fuente de Sr no radiogénico, posiblemente asociada a rocas con afinidad a las encontradas en la Cordillera Occidental colombiana o un arco del Caribe. Estos resultados tienen profundas implicaciones en la paleogeografía de la cuenca estudiada ya que sugieren una semi-restricción con lagunas abiertas en la cuenca de San Jacinto para el momento de depositación de la Formación Toluviejo.

Las señales isotópicas de las formaciones Ciénaga de Oro y Porquera son correlativas y permiten mejorar el marco cronoestratigráfico para estas dos unidades. Las señales isotópicas obtenidas adicionalmente permiten marcar una excursión negativa de Sr y O de posible significado regional.

Este estudio demuestra la importancia de los análisis a partir de multi-herramientas quimioestratigráficas en las cuencas fronteras colombianas donde se presentan marcos tectónicos complejos, así como sucesiones con altos problemas de retrabajamiento y con marcadores bioestratigráficos confusos o retrabajados, y donde no se presentan elementos fuertes para realizar correlaciones estratigráficas.

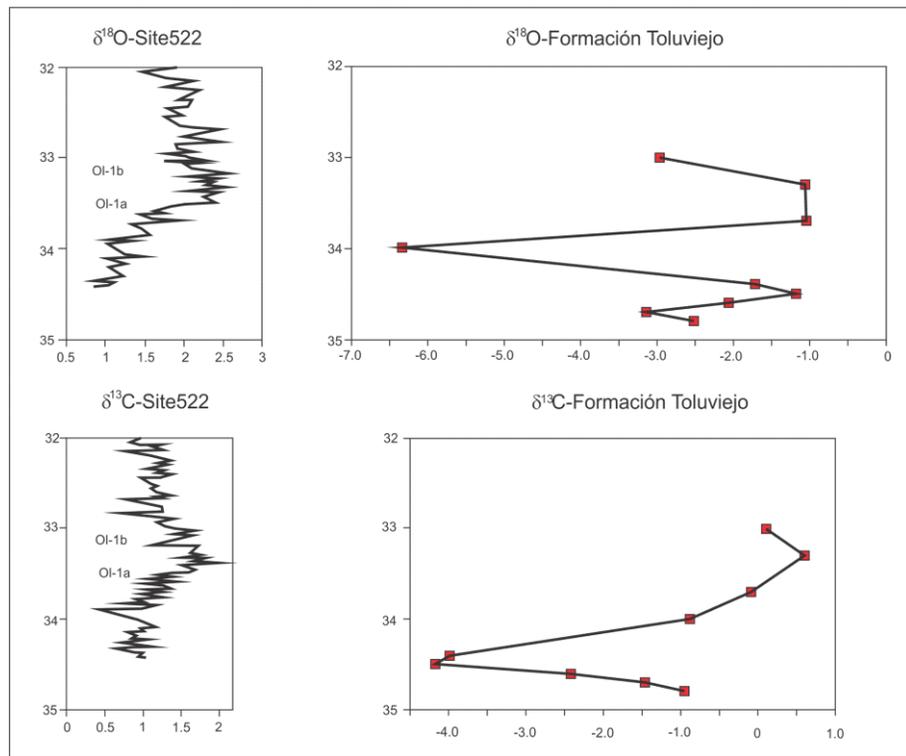


Figura 35. Relaciones isotópicas de C y O obtenidas para el pozo P8 comparadas contra el ODP pozo 522 (Salamy and Zachos, 1999).

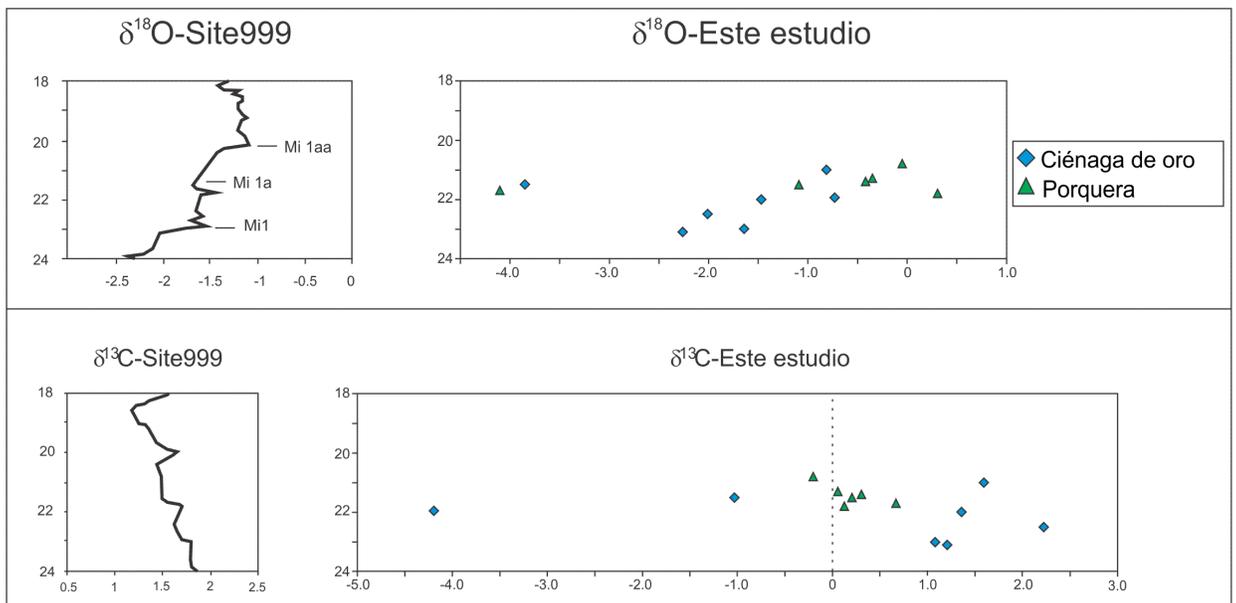


Figura 36. Comparación de las relaciones de C y O obtenidas para los pozos P16 y P18 con respecto al pozo 999 del ODP, ubicado en la cuenca de Colombia en el Caribe (Tomado de Mutti, 2001).

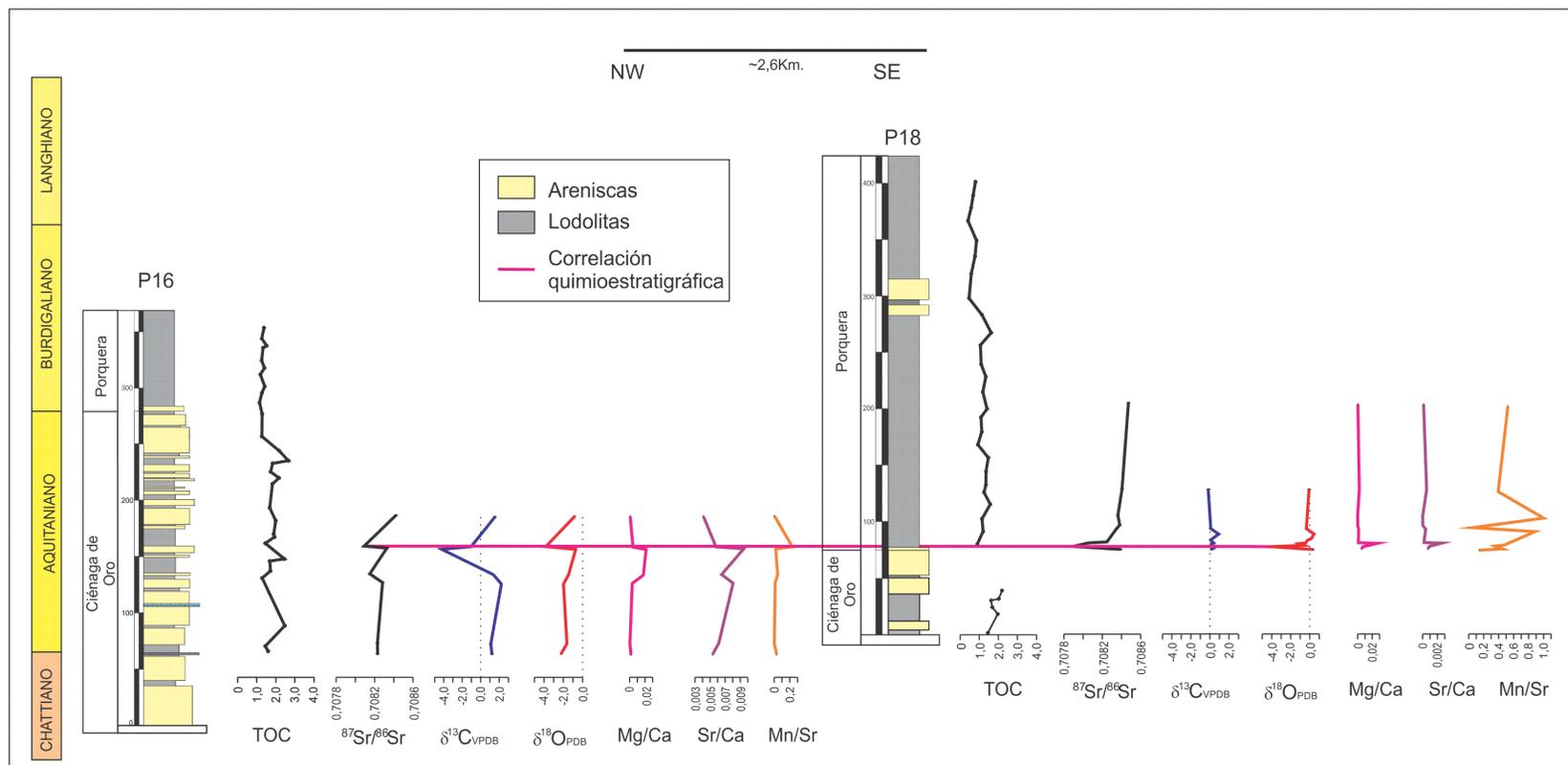


Figura 37. Correlación quimioestratigráfica de las formaciones Ciénaga de Oro y Porquera en los pozos P16 y P18. La línea magenta representa una superficie de correlación quimioestratigráfica la cual puede representar una evento isotópico de posibles implicaciones regionales y la cual marca una edad cercana a ~21.5Ma.

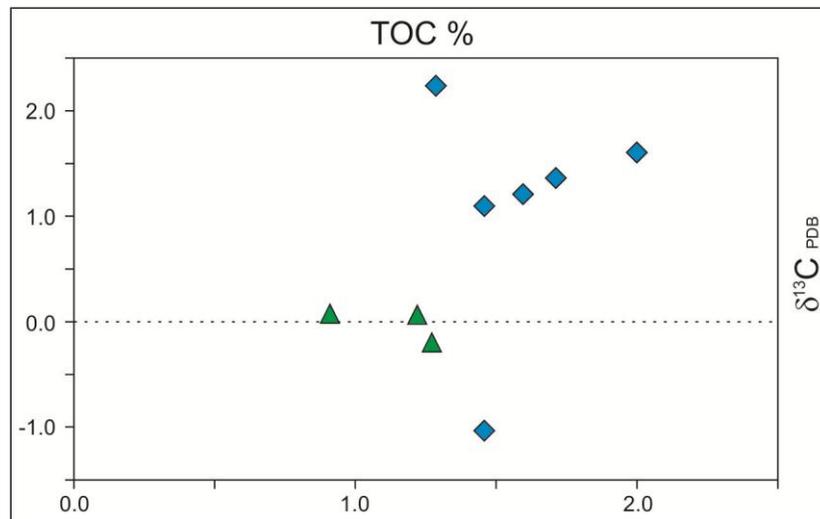


Figura 38. Relación de los análisis isotópicos de Carbono con respecto al porcentaje de TOC para la Formación Ciénaga de Oro (rombos azules) y Porquera (triángulos verdes). Obsérvese la alta cantidad de C presente en la Formación Ciénaga de Oro.

8.6. INTEGRACIÓN AL MARCO GEOLOGICO REGIONAL DE LOS NUEVOS DATOS ESTRATIGRÁFICOS

Las cuencas presentes en la parte norte de Colombia están relacionadas como se planteó anteriormente, a la interacción con la placa Caribe, la cual a lo largo del Cenozoico a cambiado su dirección de movimiento con respecto a la placa Suramericana y ha originado cambios en la cinemática de esta los cuales son responsables de los diferentes procesos tectónicos que han ocurrido en esta margen además de ser los responsables de la formación de la cuenca del Valle Inferior del Magdalena (Reyes et al., 2004; Mantilla, 2007, Mantilla et al., 2009, Montes et al., 2012; Arminio et al., 2011). Esta cuenca se presenta dividida en general en dos sub-cuencas cada una con historias geológicas similares pero internamente diferentes, adicionalmente dentro de cada sub-cuenca se presenta una segmentación en depocentros los cuales igualmente están separados por altos de basamento (Arminio et al., 2011, **Figura. 39**).

Los resultados obtenidos en este estudio muestran que el ciclo I depositado en la parte superior del Oligoceno donde se formaron depósitos principalmente agradacionales y somerizantes corresponde con etapas iniciales en la apertura de la cuenca del Valle Inferior del Magdalena entre el Oligoceno tardío y el Aquitaniano basal. En este tiempo se dio a nivel regional el levantamiento de los macizos de Santander y Santa Marta, así como el desplazamiento rumbo-deslizante de las fallas de Oca, Santa Marta, Romeral y Palestina, lo que en conjunto produjo en la cuenca de San Jorge y el Plato una serie de cuencas trantensionales y rotacionales. Este movimiento no solo generó fallas normales

sino que también generó subsidencia (Mantilla, 2007; Mantilla et al., 2009) la cual generó el espacio de acomodación necesario para la depositación del ciclo I.

El ciclo II se depositó en el Aquitaniano en un momento en el que ocurría fallamiento normal y aceleración en las tasas de subsidencia lo cual ocasionó igualmente niveles altos del mar, los cuales dan a este ciclo una alta influencia de sedimentación asociada a mareas. Este ciclo aprovechó la apertura de espacio de acomodación en la cuenca del VIM, y generó depósitos transicionales espesos en dirección occidental de la cuenca (hacia el sistema de fallas de Romeral) mientras que las sucesiones hacia el oriente se depositaban en ambientes cada vez más profundos. Adicionalmente la compresión asociada a una convergencia de placas cada vez más perpendicular (Mantilla 2007) ocasionó posiblemente levantamientos de sectores del CPSJ los cuales se convirtieron en nuevas áreas de aporte para las cuencas del Valle Inferior del Magdalena (**Figura. 33 y 39**).

El ciclo III se depositó después de este evento compresivo y esto se refleja en la presencia de abundantes elementos retrabajados del Oligoceno temprano. Este ciclo se depositó en el Aquitaniano-Burdigaliano en las secciones orientales (P18) y sólo desde el Burdigaliano en secciones occidentales (P16) más cercanas al CPSJ. Este ciclo se depositó en condiciones de alta generación de espacio de acomodación asociadas a un aumento en el desplazamiento de las fallas normales del VIM así como de la subsidencia asociada a ellas las cuales marcan un evento de inundación regional (Arminio et al., 2011), este patrón de aumento en las tasas de subsidencia, aumento la generación de espacio de acomodación y profundización de la cuenca, la cual continuó posiblemente hasta el Mioceno medio.

En este estudio se sugiere que el diacronismo de estos ciclos en los dos pozos estudiados está directamente relacionado al patrón de fallamiento y la evolución de la cuenca, donde las secciones ubicadas en sectores cercanos al sistema de fallas de Romeral estuvieron sujetas a una tasa de subsidencia menor que las de los sectores orientales, además que la rápida subsidencia de estos sectores ocasionó que la sedimentación transicional del ciclo II en el pozo P16,

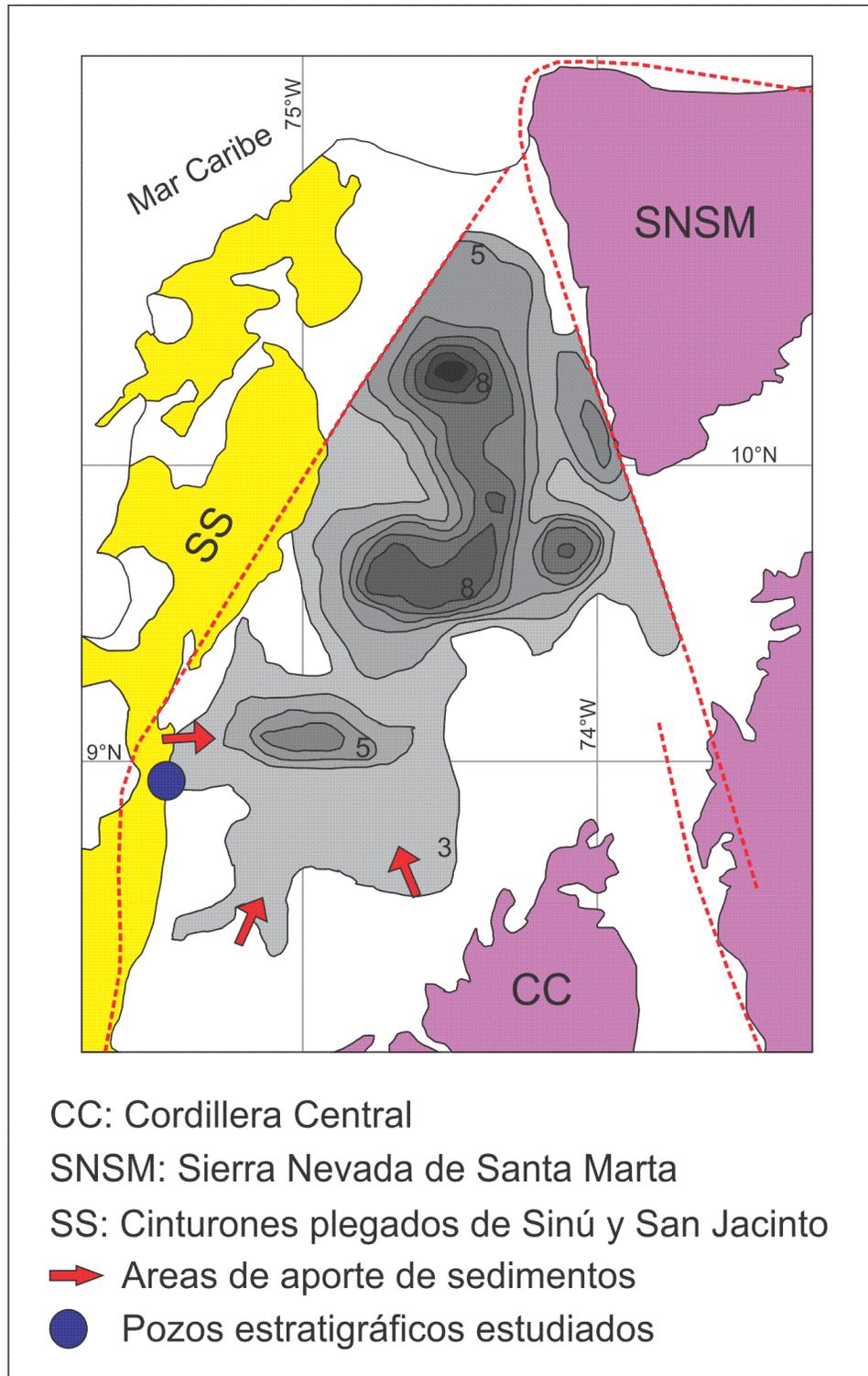


Figura 39. Profundidad de los basamentos y configuración de las dos subcuencas presentes en el Valle Inferior del Magdalena. Modificado de Cediel et al., 2007 en Montes et al., 2010.

sincrónicamente pase a ambientes de plataforma con sedimentación principalmente lodosa en unos cuantos kilómetros de distancia, indicando que el patrón de sedimentación de este sector presenta grandes contrastes litológicos para rocas de edades similares, lo cual tiene profundas implicaciones en el modelo de reservorios planteados de la cuenca, ya que cada sector debe ser analizado como una entidad relacionada a su ubicación en la cuenca, a la cercanía con el trazo de las fallas principales y a la edad de depositación la cual en general es un reflejo de la evolución general de cada segmento de la cuenca.

8.7. CONCLUSIONES ESTRATIGRAFICAS

Se determinaron tres ciclos estratigráficos cada uno constituido por diversos ciclos de corta duración para las formaciones Ciénaga de Oro y Porquera del intervalo Oligoceno tardío-mioceno temprano analizado a partir del estudio estratigráfico de dos pozos someros. El ciclo I corresponde con una etapa de bajo espacio de acomodación donde se formaron principalmente depósitos agradacionales y somerizantes, depositados en ambientes transicionales de frente de playa, en los que no hubo aporte de materiales con afinidad continental. El ciclo II corresponde con una etapa de alta generación de espacio de acomodación en la cuenca la cual fue acompañada por un aporte de material proveniente del CPSJ el cual tuvo pulsos de levantamiento para esta época, y posiblemente de sectores de las cordilleras Occidental y Central, los cuales ocasionaron la progradación de lóbulos deltaicos sobre los ambientes anteriormente constituidos, los cuales presentan una importante influencia mareal. El ciclo III representa la máxima inundación y la máxima generación de espacio de acomodación para toda la cuenca, ya que presenta una depositación muy extendida en las cuencas del norte de Colombia, y adicionalmente se deposita sobre áreas anteriormente expuestas.

A partir de la integración de las herramientas bioestratigráficas y quimioestratigráficas se determina que los ciclos presentes en los dos pozos analizados son diacrónicos ya que las superficies límite determinadas en este estudio son más antiguas en secciones orientales más cerca del depocentro, mientras que en secciones occidentales cercanas a las zonas levantadas estas son más jóvenes. Estas superficies son indicativas de la influencia tectónica en la génesis de los depósitos sedimentarios, ya que teniendo en cuenta el modelo de formación de la cuenca expuesto por varios autores, la generación de espacio de acomodación depende del segmento en el bloque de basamento que se esté estudiando, ya que si nos ceñimos por ejemplo a una génesis relacionada a rotación de bloques (Reyes et al., 2004; Montes et al., 2010), se darán segmentos en forma de hemigraven donde secciones de sedimentación profundas van a ser sincrónicas a zonas con sedimentación somera sobre el mismo bloque. El momento de máxima inundación del ciclo III se dio en una situación en que la tasa de subsidencia se vio superada por la tasa de aumento en el nivel base, lo cual con la configuración anteriormente mencionada, no fue un evento sincrónico en toda la cuenca.

Este estudio (a pesar de sus limitaciones en cuanto a la información estratigráfica obtenida sólo en pozos) muestra la importancia de integrar análisis sedimentológicos y estratigráficos con estudios bio y quimioestratigráficos en cuencas frontera donde la sedimentación esta relacionada en menor medida a cambios climáticos y eustáticos, y en donde las superficies límite de secuencia no son sincrónicas debido al control tectónico en la sedimentación.

9. CONCLUSIONES FINALES

A partir de la integración de la información quimioestratigráfica, sedimentológica y estratigráfica obtenida del análisis de 3 sucesiones sedimentarias perforadas en las cuencas de San Jacinto y el Valle Inferior del Magdalena se concluye que:

-La Formación Toluviejo con una edad bioestratigráfica de Eoceno Tardío-Oligoceno temprano (Universidad de Caldas-ANH, 2009) presenta una composición $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anómala con respecto a los reportados para otras sucesiones de la misma edad a nivel global (e.g. McArthur et al., 2004). La diagénesis en esta sucesión es baja como lo demuestra la comparación de los análisis multi-elementales e isotópicos realizados en las mismas muestras, y posiblemente sólo afectan la composición isotópica de oxígeno lo cual sería indicativo de un sistema diagenético abierto, el cual en conjunto no altera la composición prístina de las muestras analizadas. Por lo tanto se sugiere que la composición anómala de Sr sumada a los análisis de ϵNd , serían indicativos que al momento de la depositación de los carbonatos estudiados se dio el influjo de una fuente que se estaba meteorizando con estas características químicas particulares. Estas composiciones han sido determinadas para rocas con afinidad a la placa Caribe, como las presentes en la Cordillera Occidental colombiana y las cuales han sido invocadas por muchos autores como el basamento de las cuencas del Sinú y San Jacinto. Por lo tanto, según estos resultados paleogeográficamente en el momento de la depositación de la Formación Toluviejo fragmentos de este basamento oceánica estaban siendo exhumados y los drenajes que de ellos provenían afectaron la composición isotópica de estos carbonatos, los cuales posiblemente se formaron en ambientes restringidos donde no hubo una buena mezcla con las aguas oceánicas, y por lo tanto la composición isotópica de Sr no presenta una señal global sino que presenta una señal relacionada al área fuente que estaba siendo meteorizada.

-La composición isotópica de Sr determinada para las formaciones Ciénaga de oro y Porquera presenta una buena correlación con respecto a los determinados para secciones a nivel global y por lo tanto con estas dos secciones se pueden hacer determinaciones cronológicas y correlaciones quimioestratigráficas. Algunos de los análisis realizados para estas secciones no son correlacionables con respecto a los patrones globales y se presentan desfasados (como se mostró en el capítulo 3). Estas muestras a pesar de no ser correlacionables globalmente si son correlacionables entre las dos unidades y han servido como una línea de correlación para este estudio. Este evento puede estar relacionado a las características de los ambientes sedimentarios transicionales donde ocurren influjos fluviales rápidos los cuales llevan a la cuenca sus composición isotópica particular la cual en este intervalo de las unidades está acompañada igualmente por retrabajamiento de foraminíferos del Oligoceno temprano pertenecientes al

CPSJ que como se mostró anteriormente en el pozo de la Formación Toluviejo presenta una composición isotópica baja y puede constituir la fuente de la cual se meteorizaron los sedimentos. Adicionalmente la comparación de los análisis multi-elementales e isotópicos, sumados a la inspección visual de las muestras indican que el grado de alteración de los materiales empleados en este estudio es muy baja y por lo tanto las composiciones isotópicas determinadas en este estudio son las prístinas en las muestras analizadas.

-A partir de la integración de los análisis quimioestratigráficos (este estudio) y los análisis bioestratigráficos para los mismos pozos (Universidad de Caldas-ANH, 2011), se cuenta con una muy buena resolución temporal la cual permite hacer una correlación fuerte entre las formaciones Ciénaga de oro y Porquera. El análisis estratigráfico de estas dos unidades indica que se presentan 3 ciclos de duración media y los cuales están relacionados a la evolución tectónica de la cuenca. De esta manera el ciclo I sólo perforado en las secciones occidentales de la cuenca se depositó entre el Oligoceno tardío y la parte basal del Aquitaniano y corresponde con ciclos agradacionales y somerizantes, depositados en ambientes de frente de playa influenciados por tormentas y corresponden con una etapa de baja creación de espacio de acomodación. El ciclo II representa un momento de mayor apertura de espacio de acomodación en la cuenca y corresponde con la progradación de un sistema deltaico principalmente lodoso donde abundan las estructuras sedimentarias y en donde hubo una posible influencia mareal la cual desaparece hacia las porciones superiores de este ciclo sedimentario, el cual se depositó hasta finales del Aquitaniano en secciones orientales y en secciones orientales sólo se depositó hasta la parte media del Aquitaniano. Estos dos primeros ciclos corresponden con la Formación Ciénaga de Oro. El ciclo III corresponde con un aumento rápido en el espacio de acomodación principalmente en secciones orientales, el cual fue acompañado igualmente por un ascenso en el nivel base y una profundización continua hasta las partes superiores del ciclo. Este ciclo se deposita desde la parte media del Aquitaniano en secciones orientales y en las occidentales solo desde el Burdigaliano. Por lo tanto a partir de este estudio se muestra la sincroneidad entre la parte baja de la Formación Porquera y la parte superior de la Formación Ciénaga de Oro, adicional de mostrar cómo es la apertura de la cuenca y la forma en que se genera subsidencia en ella, ya que a pesar de tener secciones separadas por unos cuantos kilómetros el diacronismo de las superficies de inundación y el movimiento en los bloques de fallas es heterogéneo, lo cual plantea importantes avances en cuanto al conocimiento de las sucesiones sedimentarias de las cuencas relacionadas al Caribe y en los riesgos que se deben tener en cuenta al momento de realizar exploración en ella.

10. REFERENCIAS

- Allison, M. A., Khan, S. R., Goodbred Jr., S. L., and Kuehl, S. A., 2003. Stratigraphic evolution of the late Holocene Ganges-Brahmaputra lower delta plain. *Sedimentary Geology*, 155: 317-342.
- Arminio, J. F., Yoris, F., Porras, L., García, E., and Diluca, M., 2011. Lower Magdalena Basin. In: F. Cediél, Ed. *Petroleum Geology of Colombia*, Vol. 10. pp. 200.
- Bhattacharya, J., 2006. Deltas. In: H. W. Posamentier and R. G. Walker, eds. *Facies models revisited*. SEPM Special publication, 84: 237-292.
- Bhattacharya, J., and Walker, R. G., 1992. Deltas. In: R. G. Walker and N. P. James, eds. *Facies Models: response to sea level change*. Geological association of Canada. pp. 157-177.
- Bhattacharya, J., and MacEachern, J. A., 2009. Hyperpicnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous Seaway of North America. *Journal of Sedimentary Research*, 79: 184-209.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W., and Zaitlin, B., A., 2006. Estuarine and incised-valley facies models. In: H. W. Posamentier and R. G. Walker, eds. *Facies models revisited*. SEPM Special publication, 84: 171-235.
- Brand, U., and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: Trace elements. *Journal of sedimentary petrology*, 50 (4): 1219-1236.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., and Otto, J.B., 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516–519.
- Cardona, A., Valencia, V., Bayona, G., Jaramillo, C., Ojeda, G., and Ruiz, J., 2009. U/Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology and geochemistry from a post-collisional biotite granite of the Baja Guajira basin, Colombia: implications for the Late Cretaceous and Neogene Caribbean-South America tectonics. *Journal of Geology*, 117: 685-692.
- Cardona, A., Valencia, V., Garzón, A., Montes, C., Ojeda, G., Ruiz, J., and Weber, M., 2010. Permian to Triassic I to S-type magmatic switch in the northeast Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent regions, Colombian Caribbean: tectonic setting and implications within Pangea paleogeography. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 772-783.
- Cardona, A., Valencia, V., Weber, M., Duque, J., Montes, C., Ojeda, G., Reiners, P., Domanik, K., Nicolescu, S., and Villagomez., D., 2011 a. Transient Cenozoic tectonic stages in the southern margin of the Caribbean plate: U-

- Th/He thermochronological constraints from Eocene plutonic rocks in the Santa Marta massif and Serranía de Jarara, northern Colombia. *Geologica Acta*, 9 (3-4): 445-466.
- Cardona, A., Valencia, V., Bayona, G., Duque, J., Ducea, M., Gerhels, G., Jaramillo, C., Montes, C., Ojeda, G., and Ruiz, J., 2011 b. Early subduction orogeny in the Northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta massif and Rancheria Basin, Northern Colombia. *Terranova* 23, 26–34.
- Cardona, A., Montes, C., Ayala, C., Bustamante, C., Hoyos, N., Montenegro, O., Ojeda, C., Niño, H., Ramírez, V., Valencia, V., Rincón, D., Vervoot, J., and Zapata, S., *in press*. From arc-continent collision to continuous convergence, clues from Paleogene conglomerates along the southern Caribbean-South America plate boundary. *Tectonophysics*.
- Caro, M., and Spratt, D., 2003. Tectonic evolution of the San Jacinto fold belt, NW Colombia. *CSEG Recorder*, February. pp. 37-43.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, pp. 375.
- Cediel, F., Shaw, R.P., and Caceres, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., and Blickwede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*, vol. 79. AAPG Memoir, pp. 815–848.
- Cediel, F., Restrepo, I., Marín-Cerón, M. I., Duque-Caro, H., Cuartas, C., Mora, C., Montenegro, G., García, E., Tovar, D., and Muñoz, G., 2009. *Geology and Hydrocarbon Potential, Atrato and San Juan Basins, Chocó (Panamá) Arc. Tumaco Basin (Pacific Realm)*. Medellín, Colombia, pp 172.
- Craig, H., 1957. Isotope standard for carbon and oxygen and correlation factor mass spectrometry analysis of carbon dioxide. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 12: 133-149.
- Cuartas, C., Jaramillo, C.A., and Martínez, J.I., 2006. Quantitative biostratigraphic model for the tertiary of the lower Magdalena basin, Colombian Caribbean. *Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3: 7–28.
- Denison, R.E., Koepnick, R.B., Fletcher, A., Dahl, D.A., and Baker, M.C., 1993. Reevaluation of the Early Oligocene, Eocene, and Paleocene seawater strontium isotope ratios using outcrop samples from the U.S. Gulf Coast. *Paleoceanography*, 8(1): 101-126.
- Denison, R.E., Koepnick, R.B., Fletcher, A., Howell, M.W., and Calloway, W.S., 1994. Criteria for the retention of original seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in ancient shelf limestones. *Chem. Geol.* 112, 131–143.
- DePaolo, D.J., and Ingram, B.L., 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, 227: 938–941.

- Dueñas, H. y Duque-Caro, H., 1981. Geología del cuadrángulo F-8. Boletín Geológico, Instituto Nacional de Investigaciones geológico-Mineras, 24(1): 1-35.
- Duque-Caro, H., 1973. The geology of the Monteria Area, Colombian society of petroleum geologist and geophysicists, 14th anual field conference, Guidebook, Bogotá, Colombia. pp. 397-431.
- Duque-Caro, H., 1984. Structural style, diapirism and accretionary episodes of the Sinú-San Jacinto terrane, southwestern Caibbean borderland. GSA Memoir, 162: 303-316.
- Duque-Caro, 1990. The Choco block in the northwestern corner of south Ameican: Strcutural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications. Journal of South American Earth Sciences, 3: 71-84.
- Farris, D.W., Jaramillo, C.A., Bayona, G.A., Restrepo-Moreno, S.A., Montes, C., Cardona, A., Mora, A., Speakman, R.J., Glasscock, M.D., Reiners, P., and Valencia, V., 2011, Fracturing of the Panamanian isthmus during initial collision with South America: Geology, 39:1007–1010.
- Fiorini, F., and Jaramillo, C.A. 2007. Paleoenvironmental reconstructions of the Oligocene-Miocene deposits of southern Caribbean (Carmen de Bolívar, Colombia) based on benthic foraminifera. Boletín de Geología, 29: 47-55.
- Flinch, J. F., 2003. Structural evolution of the Sinu-Lower Magdalena area (Northern Colombia). In: C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds. The circum-gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 776-796.
- Francois, L., and Walker, J., 1992. Modelling the Phanerozoic carbon cycle and climate: costraints from the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratio of seawater. American Journal of Science, 292: 81-135.
- Gani, M. R., and Bhattacharya, J. P., 2007. Basic building blocks and process variability of a Cretaceous delta: internal facies architecture reveals a more dynamic interaction of river, wave, and tidal processes than is indicated by external shape. Journal of Sedimentary Research, 77: 284-302.
- Gani, M. R., Bhattacharya, J. P., and MacEachern, J. A., 2007. Using ichnology to determinate the relative influence of waves, storms, tides and rivers in deltaic deposits: Examples from Cretaceous western interior seaway, U.S.A. In: J. A. MacEachern, K. I. Bann, M. K. Gingras and S. G. Pemberton, eds. Applied Ichnology: SEPM, short course notes, 32: 209-225.
- Guzmán, G., 2007. Stratigraphy and Sedimentary Environment and Implications in the Plato Basin and the San Jacinto Belt, Northwestern Colombia. Ph.D. Thesis, University of Liège, Belgium, 275 pp.

- Guzmán, G., Gómez, E., y Serrano, B. R., 2004. Geología de los cinturones del Sinú, San Jacinto y borde Occidental del Valle Inferior del Magdalena, Caribe Colombiano. Instituto Colombiano de Geología y Minería, Bogotá D.C. pp. 134.
- Hodell, D. A., Mueller, P. A. and Garrido, J. R., 1991. Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene. *Geology*, 19: 24-27.
- Hodell, D. A., and Woodruff, F. 1994. Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: Stratigraphic and geochemical implications, *Paleoceanography*, 9: 405-426.
- Jacobsen and Kauffman, 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 37-51.
- Kellog, J. and Vega, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and Colombian Andes: constrains from global positioning systems geodetic studies and gravity. In: Mann, P. (Ed.), *Geological and Tectonic Developments of the Caribbean plate boundary in southern Central America*. GSA Special Paper, 9: 111-120.
- Kerr, A. C., Marriner, G. F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D., Thirlwall, M. F., and Sinton, W., 1997. Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: Elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constrains on petrogenesis. *Journal of petrology*, 38 (6): 677-702.
- Kerr, A. C., Tarney, J., Kempton, P. D., Spadea, P., Nivia, A., Marriner, G., F., and Duncan, R. A., 2002. Pervasive mantle plume head heterogeneity: Evidence from the late Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau. *Journal of Geophysical Research*, 107 (7), DOI 10.1029, 2001JB000790.
- Kerr, A. C., White, R. V., Thompson, P. M. E., Tarney, J., and Saunders, A. D., 2003. No oceanic plateau-No Caribbean plate? The seminal role of an oceanic plateau in Caribbean plate evolution. In C. Bartolini, R. T. Buffer, and J. Blickwede, eds, *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir* 79: 126-168.
- Koepnick, R.B., Burke, W.H., Denison, R.E., Heatherington, E.A., Nelson, H.F., Otto, J.B., and Waite, L.E., 1985. Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data. *Chemical Geology including Isotope Geoscience Section*, 58: 55-81.
- Kump and Arthur, 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, 161: 181-198.

- MacDonall, W. D., and Hurley, P. M., 1969. Precambrian gneisses from northern Colombia, South America. *Geological Society of American Bulletin*, 80: 1867-1872.
- Mantilla, A., 2007. Crustal structure of the southwestern Colombian Caribbean margin: Geological interpretation of geophysical data. Ph.D. Thesis. Friedrich-Schiller-Universität Jena. pp. 98.
- Mantilla, A., Jentzsch, G., Kley, J., and Alfonso-Pava, C., 2009. Configuration of the Colombian Caribbean margin: constraints from 2D seismic reflection and potential fields interpretation. In: Lallemand, S., and Funicello, F. Eds., *Subduction Zone Geodynamics*. Berlin, pp. 247-272.
- Martinez, L. F., Navarrete, R.E., Pardo, A., Borrero, C., y Gomez, C., 2011. Aproximación a una reconstrucción paleobatimétrica mediante foraminíferos bentónicos del intervalo Oligoceno-Mioceno medio en el sector sur del cinturón plegado de San Jacinto, Colombia. En: *Memorias XIV Congreso Latinoamericano de Geología*. Medellín 29 Agosto-2 Septiembre.
- McArthur, J., Howarth, R., and Bailey, T., 2001. Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *The Journal of Geology*, 109: 155-170.
- McArthur, J. M., and Howarth, R. J., 2004. Sr-isotope stratigraphy: the Phanerozoic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -curve and explanatory notes. In: Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A. G. Eds. *A Geological Time Scale*. CUP. Chapter 7, 589pp.
- McArthur, J.M., Rio, D., Massari, F., Castradori, D., Bailey, T.R., Thirwall, M., and Houghton, S., 2006. A revised record for marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ used to date an interglacial event recorded in the Cockburn Island Formation, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242: 126-136.
- Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres, V., and Sierro, F. J., 2010. Distribution of calcareous nannofossils in Upper Eocene- Upper Miocene deposits from northern Colombia and the Caribbean sea. *Revista española de Micropaleontología*, 42(3): 279-300.
- Mejía-Molina, A. E., Flores, J. A., and Torres, V. 2007. Nanofósiles Calcáreos de la Sección Arroyo Alférez (Carmen de Bolívar): una biozonificación preliminar para el Oligoceno–Mioceno medio del Norte de Colombia. *Boletín de Geología*, 29: 21-28.
- Mejía-Molina, A., Flores, J.A., Torres Torres, V., y Sierro, F.J., 2008. Análisis bioestratigráfico mediante Nanofósiles Calcáreos para el Oligoceno–Mioceno medio del norte de Colombia. Sección de superficie del Arroyo Alférez, Colombia. *Revista Española de Micropaleontología*, 40: 135-149.

- Miall, A. D., 1996. The geology of fluvial deposits; Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer, pp. 582.
- Miller, K.G., Feigenson, J. D., Kent, D. V., and Olsson, R.K., 1988. Oligocene stable isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) standard section, Deep Sea Drilling Project Site 522. *Paleoceanography*, 3: 223-233.
- Montes, C., Hatcher Jr, R. D., and Restrepo-Pace, P., 2005. Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras-Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*, 399: 221-250.
- Montes, C., Guzman, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V., and Jaramillo, C., 2010. Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 832-848.
- Montes, C., Cardona, A., McFadden, R., Morón, S. E., Silva, C. A., Restrepo-Moreno, S., Ramírez, D. A., Hoyos, N., Wilson, J., Farris, D., Bayona, G., Jaramillo, C., Valencia, V., Bryan, J., and Flores, J. A., 2012. Evidence for middle Eocene and younger land emergence in central Panama: Implications for isthmus closure. *GSA Bulletin*, 124 (5/6): 780-799.
- Moreno, M., Pardo, A., 2003. Stratigraphical and sedimentological constrains on Western Colombia: Implications on the evolution of the Caribbean plate. In: C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds. *The circum-gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 891-924.
- Mutti, M., 2001. Bulk $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records from site 999. Colombian basin, and site 1000, Nicaraguan Rise (latest Oligocene to middle Miocene): diagenesis link to sediment parameters, and paleoceanography. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 165: 275-283.
- Navarrete, R. E., Parra, F. J., Pardo, A., y Borrero, C., 2011. Los foraminíferos de la Formación El Floral (Oligoceno-Mioceno), un depósito transgresivo diacrónico en el Cinturón Plegado de San Jacinto (NW de Suramérica). En: *Memorias XIV Congreso Latinoamericano de Geología*. Medellín 29 Agosto-2 Septiembre.
- Ordoñez, O., and Pimentel, M. M., 2002. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study of the Puquí complex, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 173-182.
- Oslick, J., Miller, K. G., Feigenson, J. D., and Wright, J. D., 1994. Oligocene-Miocene strontium isotopes: stratigraphic revisions and correlations to an inferred glacioeustatic record. *Paleoceanography*, 9(3): 427-443.

- Parra, F.J., Navarrete, R.E., Pardo, A., y Gómez, C., 2011. Un depósito diacrónico regresivo de llanura coalescente en la Formación Ciénaga de Oro (Oligoceno del cinturón plegado de San Jacinto-CPSJ, Caribe colombiano). En: Memorias XIV Congreso Latinoamericano de Geología. Medellín 29 Agosto-2 Septiembre.
- Pickerill, K. R., and Brenchley, J. P., 1991. Benthic microfossils as paleoenvironmental indicators in marine siliciclastic facies. *Geoscience Canada*, 28 (3): 119-138.
- Pindell, J., Higgs, R., and Dewey, J.F., 1998. Cenozoic palinspatic reconstruction, paleogeographic evolution, and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. In: Pindell, J., Drake, C.L. (Eds.), *Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustasy, Northern South America*. SEPM Special Publication: 45-86.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stasnek, K. P., Draper, G., and Higgs, R., 2005. Plate kinematic and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: tectonic controls on basin development in the Proto-Caribbean margins. In: Avé Lallemant, H.G., Sisson, V.B. Eds. *Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela*. Geological Society of America Special Papers, 394: 7-52.
- Pindell, J., and Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: James, K. H., Lorente, M. A., Pindell, J. (Eds.), *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, Geological Society, Special Publications, 328: 1-56.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., and Froelich, P. N., 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, 16: 649-653.
- Raymo, M. E., 1994. The Himalayas, organic carbon burial, and climate in the Miocene. *Paleoceanography*, 9 (3): 399-404.
- Restrepo-Pace, P., Ruiz, J., Gehrels, G., and Cosca, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for late Proterozoic-early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150: 427-441.
- Reyes-Harker, A. Montenegro, M., y Gómez, P. D., 2004. Tectonostratigrafía y Evolución Geológica del Valle Inferior del Magdalena. *Boletín de Geología*, 26 (1): 19-38.
- Rincón, D., Arenas, J.E., Cuartas, C.H., Cárdenas, A.L., Molinares, C.E., Caicedo, C., and Jaramillo, C., 2007. Eocene–Pliocene planktonic foraminifera

- biostratigraphy from the continental margin of the southwest Caribbean. *Stratigraphy*, 4: 261– 311.
- Rosero, S., Borrero, C., Pardo, A., Silva, J.C., Flores, J.A., Navarrete, R.E., Cardona, A., Arroyave, C., Gómez, C. y Restrepo, L., 2011. Estratigrafía del sector sur del Cinturón Plegado de San Jacinto (NW Colombia). En: *Memorias XIV Congreso Latinoamericano de Geología*. Medellín 29 Agosto- 2 Septiembre.
- Rosero, J. S., Silva J.C., Pardo, A., y Borrero, C., 2012. Estratigrafía del Cinturón Plegado de San Jacinto: una aproximación quimioestratigráfica a la evolución del Eoceno-Mioceno del Caribe colombiano. En: *resúmenes del XI Congreso Bolivariano de Exploración en Cuencas Subandinas*. 30 de Julio a 1 Agosto, 2012, Cartagena-Colombia.
- Salamy, K. A., and Zachos, J., 1999. Latest Eocene-Early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: inferences from sediment accumulation and stable isotope data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145: 61-77.
- Smalley, P. C., Higgins, A. C., Howarth, R. J., Nicholson, H., Jones, C. E., Swinburne, N. H. M., and Bessa., J., 1994. Seawater Sr isotope variations through time: A procedure for constructing a reference curve to data and correlate marine sedimentary rocks. *Geology*, 22: 431-434.
- Silva, J. C., Sial, A., Ferreira, V., and Pimentel, M., 2005. C and Sr isotope stratigraphy of the Sao Caetano Complex, Northeastern Brazil: a contribution to the study of the Meso- Neoproterozoic seawater geochemistry. *Brazilian Academia Of Science*, 77: 137-155.
- Ta, T. K. O., Nguyen, V. L., Tateishi, M., Kobayashi, I., Saito, Y., Nakamura, T., 2002. Sediment facies and Late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to a tide- and wave-dominated delta. *Sedimentary Geology*, 152: 313-325.
- Topper, R.P.M., Flecker, R., Meijer, P.Th., and Wortel, M.J.R., 2011. A box model of the Late Miocene Mediterranean Sea: Implications from combined $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and salinity data. *Paleoceanography*, 26: PA 3223.
- Toto, El. A., and Kellog, J. N., 1992. Structure of the Sinu-San Jacinto flod belt- An active acretionary prism in northern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. 5 (2): 211-222.
- Universidad de Caldas-ANH, 2009. Estudio integrado de los núcleos y registros obtenidos de los pozos someros tipo “slim holes” en la cuenca del Sinu. Tomo I. Informe ANH-U. Caldas. pp. 71.

- Universidad de Caldas-ANH, 2011. Estudio integrado de los núcleos y registros obtenidos de los pozos someros (Slim holes) perforados por la ANH. Informe Final. Manizales-Caldas. pp. 316.
- Vasilev, I., Reichart, G.J., Davies, G.R., Krijgsman, W., and Stoica, M., 2011. Strontium isotope ratios of the Eastern Paratethys during the Mio-Pliocene transition: Implications for interbasinal connectivity. *Earth and Planetary Science Letters*, 292: 123-131.
- Veizer, J. 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Rev. Mineral.* 11: 141-167.
- Veizer, J., and Compston, W., 1974. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 1461-1484.
- Veizer, J., and Compston, W., 1976. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 905-914.
- Veizer, J., Buhl, D., Diener, A., Ebner, S., Podlaha, O. G., Bruckschen, P., Jasper, T., Korte, C., Schaaf, M., Ala, D., and Azmy, K., 1997. Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123: 65-77.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G., Diener, A., Ebner, S., Goddeirs, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O., and Strauss, H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ evolution of phanerozoic sea water. *Chemical Geology*. 161: 59-88.
- Vinasco, C. J., Cordani, U., González, H., Weber, M., and Pelaez, C., 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granites gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American earth Sciences*, 21: 355-371.
- Weber, M., Cardona, A., Valencia, V., García-Casco, A., Tobón, M., and Zapata, S., 2010. U/Pb detrital zircon provenience from Late Cretaceous metamorphic units of the Guajira Peninsula, Colombia: tectonic implications on the collision between the Caribbean arc and the South American margin. *Journal of South American Earth Science*, 29: 805-816.
- Zachos, J. C., Opdyke, B. N., Quinn, T. M., Jones, C. E. and Hallid, A. N., 1999. Early cenozoic glaciation, Antarctic weathering, and seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: is there a link? *Chemical Geology*, 161: 165–180.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in global climate 65Ma to present. *Science*, 292 : 686-693.

